CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL POUR
L'EXPLORATION DE LA MER

RAPPORTS
ET
PROCÈS-VERBAUX DES RÉUNIONS

VOLUME LXIV

CURRENT MEASUREMENTS. DIRECT AND INDIRECT

REPORTS OF THE PROCEEDINGS OF A SPECIAL MEETING
HELD ON APRIL 13TH 1929 IN LONDON

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

Prix: Kr. 3.75.

Janvier 1930

1930.

COPENHAGUE — IMPRIMERIE BIANCO LUNO

CONTENTS

Page

Lectures delivered on April 13th, 1929, in London 5

MARTIN KNUDSEN. Communication on hydrographical observations from the Danish Investigation-ship "Dana" 5

Current measurements, direct and indirect 8

I. ROLF WITTING. Determination of currents, direct and indirect 8

II. ARNOLD SCHUMACHER. Bemerkungen zur Technik der Strommessungen 19

English Summary 23

III. J. N. CARRUTHERS. Aims and Methods in the Study of Currents 24

IV. H. J. BUCHANAN-WOLLASTON. Note on a Self-recording Current Meter 33

V. RAFAEL DE BUEN. Mesures directes et indirectes des courants marins 35

VI. E. PALMÉN. Ein Beitrag zur Berechnung der Strömungen in einem begrenzten und geschichteten Meere 47

English Summary 57

VII. J. P. JACOBSEN. Remarks on the Determination of the Movement of the Water and the Intermixing of the Watersheets in a vertical Direction 59

VIII. S. E. STENIJ. Über den Zusammenhang zwischen den periodischen Meeresströmungen und den Variationen des Wasserstandes 69

English Summary 76

LECTURES DELIVERED ON APRIL 13TH, 1929, LONDON

Communication on hydrographical observations from the Danish Investigation-ship "Dana".

By

Martin Knudsen.

In the month of June last year the Danish investigation-ship "Dana" left Copenhagen under the leadership of Professor JOHS. SCHMIDT for carrying out hydrographical and biological investigations in various parts of the oceans especially in the Pacific and Indian Ocean.

The ship is well equipped with modern hydrographical instruments, and special hydrographical investigations have been undertaken by the hydrographer HELGE THOMSEN.

After some investigations in the Strait of Gibraltar and in the Atlantic "Dana" passed the Panama Channel and has then made her explorations in the Pacific and in the waters in the neighbourhood of Australia.

Just before the meeting I have received from Professor JOHS. SCHMIDT by wireless some hydrographical results just obtained from a station in the Banda Sea between Celebes and New Guinea.

As known i. a. from the Siboga-Expedition the deeper layers in the Banda Sea have only connection with the surrounding basins and the open ocean through narrow channels and in the bottom of the eastern part of the Banda Sea is found a depression with depths down to 7000 m and more. In this depression the water can not directly be renewed by horizontal currents from the surrounding water on account of ridges and as already the measurements from the "Challenger"- and "Gazelle"-expeditions have shown, the water in the Banda Sea below 1650 m has a very uniform temperature about 3,3° showing that the mixing processes in the deep water make it uniform and that no water comes in to alter this uniformity.

The station mentioned taken by the "Dana" is situated just in the deepest part of the basin at a depth of 7100 m. The position of the station is 5°47′ S. Lat. and 131°14′ E. Long.

The results are given in the following table:

Observations from "Dana" in the Banda Sea in April 1929 on 5°47′ S. Lat.—131°14′ E. Long.

Depth m.	Temp. °C.	Salinity ‰	Oxygen %
10	28.47	33.78	95.7
50	09	34.22	94.9
100	25.60	40	73.8
150	21.06	60	51.7
200	16.18	61	41.6
300	11.39	63	35.8
400	9.16	63	34.8
500	8.02	64	33.4
600	7.10	63	32.1
800	5.66	64	30.8
1000	02	63	6
1200	4.34	65	4
1500	3.64	65	1
2000	30	65	2
2500	13	65	3
3000	11	65	3
4000	16	65	6
5000	31	65	29.1
6000	42	65	28.6
7000	62	65	29.0

From the figures given above for the amount of oxygen at the various depths is seen that the renewal of the water must take place rather slowly even in the upper layers. Below 150 m. the amount of oxygen found in the water is less than half of the amount necessary for saturation. This, however, is not characteristic for the Banda Sea only, but holds also good for the surrounding waters.

This may be seen from the following observations taken at the German "Planet"-expedition:

Observations from the "Planet"-expedition August-November 1906.

Near the southern coast of Java				Near the northern coast of New Guinea			
Depth	Temp.	Sal.	Oxygen	Depth	Temp.	Sal.	Oxygen
400	9.7	34.79	30.6	400	10.5	34.79	50.6
800	6.0	61	29.2	800	5.7	51	42.9
1000	4.9	56	30.7	1000	4.2	56	34.0

It may be supposed that the intermediate watermasses at depths of about 1000 m. partly have their origin from the surface on southern latitudes in analogy with what is the case in the Atlantic.

At the Sunda-islands the conditions for the mixing up of this water and the surrounding watermasses are especially favourable and this may be the cause of the uniformity of the salinity at depths say from 200—2000 meters, but the heating from the surface is so strong that there are big differences in the temperatures at the various depths.

According to the decreasing of the temperature with the depth down to about 2000 m. it must be assumed that the water in the Banda Sea is to some extent renewed by horizontal currents.

Below 3000 m. the temperature is increasing with the depth, and so that the increase at the greater depths can be accounted for by the adiabatic raise of temperature by the increasing pressure. This may be seen from the following comparison between the gradient of the temperature found by "Dana" and that calculated after the table of W. EKMAN[1]):

Depth in meters	3500	4500	5500	6500
Increase of temperature per 1000 m. found by "Dana"	0.05	0.15	0.11	0.20
Increase of temperature per 1000 m. according to W. EKMAN	0.12	0.14	0.15	0.17

It is seen that the gradients found and calculated are in good accordance with one another from 4000 m. and downwards especially when the mean values are compared. The gradient found in 3500 m., that is from 3000 to 4000 m., is still considerably smaller than the calculated value and at these depths the influence of the water carried to the basin from the surrounding waters makes itself felt by vertical mixing between the layers.

[1]) W. EKMAN: Der adiabatische Temperaturgradient im Meere. Ann. d. Hydrographie, 1914, p. 340

CURRENT MEASUREMENTS. DIRECT AND INDIRECT

I. Determination of currents, direct and indirect.

By

Rolf Witting.

1. The subject which I am to-day to review is very widespread in its scope. I cannot aim at completeness, nor can I enter upon details. I will thus merely try to give a resumé of the main points of the position as it now appears to me and I leave to my co-referents to fill out the outlines of the picture.

The question, as to what exactly is the knowledge of the seas we are striving to attain, can be answered in many different ways. A short, rather vague but nevertheless comprehensive reply would be as follows. We are striving to attain knowledge that will allow us to determine the conditions prevailing at any given time and place, but assuredly we shall never succeed in this. At present we are only able to give a general and very conjectural account of the kinds of waters which have filled some small portion of the seas in a few epochs of the past. With regard to still smaller parts of the seas, we are in addition to some extent able to say how these waters have changed, or been wont to change, and how they have undergone displacement.

This knowledge depends in the first place on determinations of the temperature and salinity of the water, and also of some other characteristics. A great number of such determinations have been made at selected places and depths. Salinity and temperature are naturally important characteristics in themselves, but the fact that they have provided us with our most important basic material is due to their having been comparatively easy to determine. Particulars of salinity and temperature have been connected by general reasoning, based on our general knowledge of natural science and information of different kinds, unnecessary to enumerate at present. In all these attempts at explanations, the foreground is occupied by the movements within the seas, the displacements of the layers of water, and the changes within the latter. But any direct determination of these big movements is difficult, indeed often impossible. By direct means we can only attain a determination of the temporary current at a few places and at a few times. On measuring the current direct, it is at once apparent that it shows irregularities in such number that these sometimes in part, sometimes altogether overshadow the clear course, bounded by law, which we know must exist and which we wish to establish.

These disturbances, which may be referred in part to fortuitous occurrences of a local nature, in part to inner peculiarities engendered in all bodies of moving water, are one difficulty. Another is the defectiveness and insufficiency of our methods of measuring currents. We are not guilty of any very great exaggeration if we say that the great majority of the measurements of current carried out during past years are marked by errors of considerable magnitude, and that few indeed are quite exact.

In this gathering there is no need to stress the fact that working conditions out at sea, even when only a moderate sea is running, are quite other than on *terra firma*. Many instruments, in fact almost all such, in their first stage of construction, have worked successfully in the laboratory or at the first attempts close in shore, but have been purely a disappointment in actual use at sea. Nor does an instrument, which in itself may be reliable, guarantee dependable results, if it be hung out without further arrangements from a ship at anchor.

Practical-technical experience and a modicum of the necessary seamanship are not to be attained by dealing with these circumstances in a discussion such as the present, but let us hope that by closely defining the difficulties and by exchanging accounts of our experiences, we may arrive at a starting-point for more accurate and systematic carrying out of the work.

2. As already mentioned, it is the conditions for measurements out in the open sea which are the decisive factor in the working out of satisfactory methods. The greatest difficulty is the obtaining of a fixed point. The nature bids us such only by measuring from shore or immovable ice. When measuring currents from a ship at anchor, one is every instant measuring the sum of the current and the movements of the ship, or rather, the sum of the current and the movements of the currentmeter, as the latter does not follow exactly the movements of the ship — thus not the current itself. Provided that the anchoring has been carried out so that the anchor holds firmly, the ship yet will move around a central position under the combined influence of the current and the wind. The ship will execute a pendling movement within a sector whose point is formed by the anchor and thereby generally veers in quicker time, than this great oscillation takes place, to either side of the pendulum-line, the anchor chain, and further, as the resistance offered by the vessel to the wind and the current varies in consequence hereof, the anchor chain tightens or slackens, and the vessel approaches towards or drifts away from the anchor.

This disturbance is great when weak currents are being measured, or measurements taken at great depths. In areas where the currents are strong, in tidal areas and smaller transitional areas, its effect is of less importance.

Attempts have been made to reduce such disturbances by anchoring the vessel with several anchors, two bow anchors, one bow and one stern anchor, or even three anchors. However, these attempts have not met with great success. On the one hand, this kind of anchoring takes a good deal of time and is difficult of execution if there is any sea running. On the other hand, the strain on each anchor may increase periodically, so that a heavy and therefore unmanageable means of anchoring may be found

necessary. Finally, should there be any change of current or wind, even the most careful anchoring may prove so unfavourable that it may have to be abandoned as soon as completed. In any case, this is merely a fine weather method.

In order to avoid the big oscillations of a large ship, the expedient has been tried of lowering and anchoring a small boat, and taking current measurements from this boat. However, even the lowering and anchoring of a boat can only be carried out in comparatively fine weather, and the disturbances cannot be obviated by this means. I will not discuss this matter more particularly, as I believe Dr. SCHUMACHER will later give us a more detailed relation of this question.

Both the above modes of procedure may be looked upon as attempts to arrive at an absolute method. An actual solution of the problem of finding a firm starting-point is the method of GUSTAF EKMAN, used in the Swedish work, or at least, it approaches as near a solution as seems possible. A buoy, or raft, intended to carry the current-meter, is attached to anchors in two different directions. The technique of this procedure has been so perfected that such an anchoring can be effected in a comparatively short time, about an hour. First one anchor is dropped, then the buoy and current-meter are set out, and finally the other anchor line with a sliding weight attached which is dragged along the bottom, until the lines have tautened as desired. Another solution is the measuring of bottom currents by using a tripod, a method first, I believe, employed by NANSEN.

Another way proposed for current measuring has been what one might call the difference-method. Two current-meters simultaneously measure the current at two different depths. Both are assumed to be affected by the same error, and one ought thus to obtain an accurately fixed difference between the current in two different layers. However, in order to be completely effective this method demands an exact determination of the current in a certain layer. Or, if a series of measurements at one place is to be made, and as the absolute current can change, a continuous determination of same is needed. The procedure is therefore very arduous, and also other objections might be made.

A natural way is to try to correct the observed current values for the errors resulting from the movements of the ship, and consequently to try to measure also these errors. In our work in Finland two kindred modes of procedure have been used. The one is to try to obtain a firm base for this measurement of the movements of the ship, by means of anchoring with several anchors two buoys connected by a line of known length. The position of these buoys is continually observed, and the oscillations of the ship, anchored in a suitable position off these buoys, are determined from these observations. A quicker, though not quite so exact determination of the ship's movements has been achieved as follows. A buoy has been fixed above the anchor, by a line corresponding exactly to the depth of water. The distance to the anchor has been measured by means of a thin line carried from the buoy to the ship, such measurements having been made on the line attaining a certain degree of tautness. At any desired time the direction to the buoy has been observed in conjunction with this determination of distance, and the position of the ship's lengthwise direction has been fixed. By means of a geometrical construction the oscillations can easily be deduced from the above data. Both these

methods are fraught with sources of error, both as regards determination of length and direction and also because the current-meter does not exactly follow the ship. This last error is less if the current-meter is heavy, but can also to a great extent be determined by the inclination of the current-meter-line, and by the direction of such inclination. These in themselves laborious methods thus entail still more work.

The quickest and easiest method, which often gives very good results, and even in the case of weak currents gives at least some indication of the direction of the current, is what I would like to call the comparative method. This method is based on comparison with each other of a number of measurements at the same depth, made in rapid succession during the time needed by the ship to swing backwards and forwards a couple of times between her extreme positions in relation to the anchor. If one represents the results of these measurements in vectorial diagrams, one finds a greater or less spreading of the values within a sector and by forming geometric averages one arrives at results, more or less correct, depending on the ship's movements and on the strength of the current.

3. These different modes of work make different demands on the instruments. However, one is not entitled to say that the methods have created the instrument constructions, as the instruments themselves have perhaps in the same degree reacted upon the methods of work.

It cannot come into question that I should give a detailed description of the different instruments, and still less a history of their development.

In most instances propellers or revolving cups are used to determine velocity; for determining direction of the currents magnetic needles are most commonly used, while the bifilar suspension tried also by me after Otto Pettersson's example is losing ground.

Current-meters built on the lines indicated by W. V. Ekman are the most generally used. After a certain number of revolutions a shot is dropped upon the centre of the magnetic needle and after rolling along this needle falls into one of 36 compartments surrounding the compass-box. A later construction allows of several records one after the other.

I have myself made use of electrically registering and reporting current-meters. That of most recent construction is fitted with a magnetic needle which after a certain number of revolutions of the propeller sinks down, and by closing one of 36 electric current circuits, all with different resistance, allows of continuous registration or readings being taken on the deck of the ship.

Otto Pettersson has built a current-meter which down on the depths, at certain fixed moments (after the lapse of 15 or 30 minutes) registers photographically the revolutions of the propeller and the position of the magnetic needle. When lowered into the sea this instrument can work for a period of two weeks.

Idrac has recently constructed another instrument, intended to register photographically in the depths, which allows of continuous recording of the current (propeller and magnetic needle). This instrument can work for a few days in lesser depths and four hours at depths of more than 1,000 metres.

Also the deviation from the vertical of a lowered pendulum-like body has been

utilised for determination of current velocity. NANSEN has made use of this principle, in connection with a magnetic needle, which at a given moment has been raised, and where the direction and size of the deviation has been fixed on an attached disc of paper. J. P. JACOBSEN has used a bigger sinker (lead), lowered from the ship. The inclination and the deviation from the known lengthwise direction of the ship may be continuously read on a libella of spherical calotte-shape guided by the line.

Among current-measuring apparatus in use mention may further be made of floating bodies on principles similar to that of the log. In Finland the lightships have for purposes of continuous observation made use of a large sheetironcross, supported by a small floating body. Within certain limits, this apparatus can be lowered to depth desired. The distance this apparatus has drifted within a given time from a ship at anchor can be measured on a line attached to same, and the direction can be determined by taking bearings. Surface currents are recorded very well by this apparatus, as the movements of the ship may to some extent be equalized during the time the floating body is exposed. Records of currents in the depths obtained by this means are naturally disturbed by the effect of surface currents on the floating body, but if the sinker is fairly large, one can nevertheless obtain an indication of the current in the depths.

The using of floating bodies as logs, the taking of bearings of floating bodies from shore and the colouring of water in the sea, which are used for special investigations, may be passed over; this may also be the case with determination of current from errors of reckoning.

4. On the other hand we may discuss the possibilites of using the instruments for measurements according to the different methods outlined above, the usefulness in general of the methods themselves, and the errors arising out of the construction of the instruments.

As one such error may be mentioned the disturbance of magnetic needles through iron masses. This is, however, of notable importance only in the uppermost layers where already the deflection of the current by the body of the ship forbids the use of a current-meter, and can be minimized by correct arrangements.

With regard to the only perfected absolute method, the Swedish method, the most suitable and practically speaking only usable instrument is a self-registering apparatus such as that of PETTERSSON or IDRAC. No errors of importance are to be anticipated here. The method has up to the present not been used for measurements at greater depths. The expence of necessary anchoring arrangements will probably greatly reduce if not altogether prevent its use at greater depths.

In setting out instruments with propellers or revolving cups from ships at anchor, one has to make allowances for the fact that the figures of velocity will be too large, this increase depending on the oscillations of the ship influencing the indications of current. Those components of the oscillations of the ship which fall in the direction of the current counteract one another on the whole if the observations be continued for a somewhat longer period and if the oscillations of the ship are weaker than the current. Should these oscillations be stronger, it is they which are measured, and not the current. On the other hand, the action of the component of the ship's oscillations normal to the current is geometrically summed up in the revolutions of the propeller.

When using the difference method, this circumstance may result in too low a velocity of current. This we clearly perceive if we imagine that one current-meter is lowered into water lacking currents, and another into streaming water. In the water without currents the meter measures the total of the oscillations of the ship, in streaming water the figures indicated by the meter are also too large, but only a portion of the total amount of the oscillations of the ship affect these figures. The difference between the movements of the two meters will be too small. Any further discussion of the results attained when using EKMAN's reporting, PETTERSSON's photographically registering and my current-meter is rendered more difficult by the fact that they all give particulars of direction only for certain moments, during which the movement of the ship has its full effect. Correct differences can be obtained by the difference method only in cases where the current is measured during such a short space of time that the movement of the ship during same can be regarded as similar on the whole. With most instruments now available, the carrying out of simultaneous, accurate measurements of short duration at two different depths offers almost unsurmountable difficulties.

This, the measuring of the current during so short a space of time that the movement of the ship can be looked upon as practically constant, is also a *sine qua non* for the use of the comparative method. It is, however, much easier to achieve in this case, as no other synchronous measurements at a different depth are sought. Nevertheless, also here one encounters difficulties caused by the instruments. When using EKMAN's reporting current-meter, one finds that greater frequency of reports would be desirable, and this is still more the case as regards PETTERSSON's photographical current-meter. With IDRAC's current-meter on the other hand — of which I have only seen drawings — this mode of work is the natural one, and possible at all depths. This mode of working is also suited to the current-meter which I have lately been using. Its usefulness at a greater depth depends on the construction of a thin cable suitable both for the supporting of instruments and reporting to the deck of the ship.

Also the use of the correction method presupposes that the current and the movement of the ship are determined for a space of time during which the movement of the ship is of a uniform character. At greater depths there is great difficulty in obtaining a suitable base or a fixed point.

As a summary of the foregoing, it may be said that exact measurements of current may be carried out at depths of up to a couple of hundred metres, both by the absolute method, by the correction method and by the comparative method, while the difference method should be done away with, as too uncertain in its results. As far as the absolute method is concerned, the amount of labour involved in the setting out and taking in of the apparatus will undoubtedly lead to same being used only for the obtaining of definite records for somewhat longer periods of time at a limited number of places. The correction methods are laborious, mainly because they require several observers for the taking of bearings and measurements, as well as by the arithmetical labour afterwards involved.

The comparative method is the one which at present seems the most promising, even though the results thereby obtained are not quite so exact as by the two other methods. It is undoubtedly the easiest and speediest method, when the work has to be

carried out from a ship; and there is no difficulty in using this method at the same time that other oceanographic work is going on. In addition, it is the only method suitable for use at greater depths.

5. While we have discussed the possibilities of obtaining reliable measurements of current, an unexpressed proviso has been that we have at disposal a special vessel and an abundance of suitable special equipment. It is obvious that the question of expense places unsurmountable obstacles in the way of obtaining complete current material by such means. None the less, oceanography stands in need of regular observations of currents, continued through the years. For economic reasons the gathering of current material must utilise of all possibilities of observation available in other ways. The most important of such other resources are the anchored lightships. In these cases, however, the methods used must be so simple that the observations — if they are to be continued for any length of time — do not entail any considerable amount of extra work. Each observation will of course be less exact, but will nevertheless suffice in the case of stronger currents. As a rule the greater abundance of material will compensate any inexactitude, while the multitude of observations, will allow of many important points being ascertained.

In the Baltic waters, use has been made of a floating body of the type already described and which, as already stated, to a certain extent equalises the movements of the ship. In Denmark JACOBSEN's current-meter has been used for such measurements. The readings obtained from this instrument can be so arranged that they afford a kind of reading of means, comparable with that obtained by the comparative method. Dr. JACOBSEN will himself give an account of their experiences in this respect.

In England use has been made of Dr. CARRUTHERS' current-meter for similar purposes. It uses dropping shots, directed by revolving cups and a magnetic needle, someway in the style of EKMAN's constructions, allows determination of the resulting current for a certain time (one day to two weeks). It is to be presumed that the effect of the ship's movements is rendered less noticeable by the strong currents of the North Sea. Dr. CARRUTHERS will later give us a relation of his experiences with this instrument.

6. It is to be anticipated that for the near future work will be continued on the lines already laid out, viz., more accurate measurements at given times at a few selected places, and on the other hand a great quantity of continuous reports from the lightships. Both groups of observations are needed for the questions we wish to put. Exactitude and speed are our ideals in the former case, and simplicity and accuracy in the latter.

7. Before passing on to the question of indirect determination of currents, I may make mention of the determinations of current obtained by the use of drift-bottles. Correctly weighted surface drift-bottles — and also correctly weighted bottom drift-bottles — follow fairly exactly the courses described by the surrounding particles of water, though not fully in the sense of LAGRANGE, as disturbance by wind and waves, or occasioned by friction against the bottom, are not without effect. With regard to drift-bottles, the exact particulars obtainable are the starting-point and finishing-point of their course, but the time taken in drifting cannot always be fixed otherwise than

in the shape of a highest amount; neither are we in a position to know if the drifting has been interrupted or not. Nevertheless, an ample and really satisfactory supply of drift-bottle data allows us to eliminate with a fair degree of accuracy such errors, and consequently allows of useful conclusions as to the resulting movement of water.

8. However, we are less desirous of knowing the occasional current, which may be measured at any given moment, it being rather the water movements in their entirety we wish to ascertain. This could of course best be done, if we had means of surveying the prevailing currents sufficiently to enable us directly to piece together our picture of the whole. However, this is hardly feasible. Our idea of the whole is mainly created by indirect means, in great part by comparing what we regard as causes and consequences of the currents with the currents themselves.

Occasional currents vary greatly. At many places, as in the seas surrounding Great Britain, they change with the tides. The tidal currents can then veil the currents produced by the influence of the atmosphere upon the sea and by the pressure in the sea. The layers of water are transformed by the mixing between the layers or new kinds of water entering. These influences are moulded in accordance with the bounds set to the movements by the irregular form of the seas. We meet with dammed up currents along the coasts, and turnings and twistings in agreement with the form of the seas; all movements at last affected by the earth's rotation.

The indirect methods are thus directed to discriminating between and to determining the tidal currents, the currents of wind and atmospheric pressure, the impulses from adjacent areas (external origin), the currents of density (internal origin) and the manner of their formation, viz. the friction and mixing, the influence of the form of the basin, and the earth's rotation. A synthesis of these different currents can then indirectly give us the whole.

9. The statistical discussion of our current-measurements, especially the continuous measurements obtained from the lightships, may be regarded as a kind of indirect method. The most direct way is the calculation of resultants and variability of the water movements, generally through division in components. Another method is the harmonic analysis of the currents for the different tidal periods. Yet another is the determination of the connexion between wind and currents. This furnishes us with certain mean figures. And this information is limited to those places at which lightships are stationed, or where a somewhat longer series of observations has occasionally been made. It is not the intention to depreciate such knowledge. Obviously, it is mainly of a descriptive nature. The relatively low degree of precision of this material has to a certain extent placed obstacles in the way of a more thorough discussion of changes in currents and the causes of such changes. Difficulties have also been caused by the scantiness of the hydrographical and meteorological groundwork, though perhaps the main hindrance has been the lack of an exhaustive theoretic basis — especially with regard to friction in the seas or its other aspect, the mixing of which we know so little.

An indirect point of view, which formerly, and even up to the present has yielded

some enlightenment in general calculations, is the computation of the water-balance, KNUDSEN's fundamental thesis being one form of such computation. It is obvious that the incoming and outgoing quantity of water in an area, together with the consequent gain or loss of water and salt must cover each other. Especially in the border areas of the seas, where incomings and outgoings can often be localised by the aid of our hydrographical material, it is often possible to obtain an account of the volume of water taking part in such circulation, and to fix the relative size of such movements.

Another indirect expedient, which may be combined with such speculations, but which also in bigger areas affords information as to the mixing of waters, and in connexion therewith also as to the general displacement of the different layers, is provided by discussion relating to the formation of the layers of water, a discussion which can be based on a representation of the connexion between temperature and salinity at different depths at the same place. This method was first used by HELLAND-HANSEN. Dr. JACOBSEN will later on give us an account of same. With this method we have already passed over to the sphere of large-scale mixing phenomena, with which we hydrographers — perhaps more especially our Danish colleagues — have long been occupied. We cannot now go more into detail concerning this question, but it might perhaps in some other year be found a suitable subject for a discussion similar to the present one concerning the determination of currents.

10. As we have said, we do not possess any general theoretical grasp of the problem of currents, such as would embrace all phases of these phenomena. HENRIK MOHN's wellknown effort was in its day a most magnificent attempt to attain such a result. He tried to determine the currents of the Norwegian Sea by making separate deductions of the influence of the external forces, which he summed up as a deformation of the surface of the sea, called wind-surface, and further separate deductions of the influence of the interior forces, which he represented as a surface of density. By a combination of these factors he arrived at a current-surface, and taking into consideration the rotation of the earth, and necessary compensation of the movements, he deduces the currents thus originating. Many objections can now be made with regard to MOHN's methods. The current of wind which he deduces is not yet fully known. The most serious objections are, however, those which are made in connexion with the determination of the zero-current surface, which he needs in order to take into consideration the processes of compensation within the seas. This objection is mainly based on the fact that the more or less sharply layered borders between different kinds of water, which may form transition zones also as regards currents, in reality often occupy quite a different situation to that of the presumed zero-surface, not infrequently coming to the surface of the sea offshore, so that the processes of movement can by no means be arranged quasi-symmetrically in relation to an adopted zero-surface.

However, even to-day, if one is desirous of obtaining a general view of the processes of movement within the seas, the only possible means of doing so is by making use of a method enabling one to determine as closely as possible the external and internal forces affecting the seas, and to deduce from this the total effect. Actually this results in a mode of procedure greatly resembling that practised by MOHN.

11. The wellknown method of representation by sections or maps, worked out by BJERKNES and his collaborators, is of great assistance in enabling one to discern the part played by distribution of density among the interior forces, which are active within the seas. In vertical sections, showing the isobaric and isosteric lines, the so-called solenoids give us a view of the size and nature of the acceleration due to density. The cartographic representation of the depth of determined isobaric surface in the sea gives us a similar view on different horizontal planes, and allows us to deduce the current-tendency at different levels from the distribution of density, in a manner resembling, but more detailed than MOHN's surface of density. The advantage of this method is the way in which it renders it possible to obtain a clear and speedy view of a great volume of observations. However, in order to calculate the influence of the distribution of density, we ought to know on the one hand the prevailing currents, in order to find the influence of the rotation of the earth, on the other hand the process of friction, of which we only know a few general outlines. Even if we knew all this, we should still have, as before pointed out, to observe the external forces acting on the surface of the sea.

12. The first step to be taken is to associate the effects of density and atmosphere for a common explanation, or at least for simultaneous discussion, as has recently been attempted by V. W. EKMAN. This is the most important, but also the most difficult task. The greatest difficulty appears to lie in the fact, that in a layered sea, surfaces of unequal value as regards the course of the currents are exposed to one and the same wind, or, contrariwise, that with a changing distribution of the wind, varying winds take effect on one and the same layer.

In smaller sea-areas, where conditions are less complicated, computations can be made of the reciprocal dependence of the force of the wind and the distribution of density, permitting due heed to be paid to the part played by the rotatory motion of the earth and some conclusions to be drawn as to the course of friction. Dr. PALMÉN and Dr. JACOBSEN will touch in greater detail upon two such questions, and it is my belief that if such cases are more thoroughly dealt with, they will enable us to advance a few steps on our road, thereby facilitating our work in wider spheres, where more and greater complications are to be met with. Certain discussions concerning movements in layered mediums, which are common property in modern dynamic meteorology, might be utilised for this purpose, as has already been done by Dr. PALMÉN, even though conditions in the seas are more difficult to deal with, while in this case we have to deal with a limiting upper ocean surface, with strong, disturbing forces and an irregular, conditionating bottom formation.

13. A certain dualism is apparent in the study of ocean currents. In theoretical discussions tidal currents have been more or less consciously neglected, while the resulting currents have been brought to the fore. We are, however, measuring the whole process of currents, and the conditions of friction and mixing, — which we must finally review in order to deal properly with the question of currents — are influenced by the whole of the currents, thus including tidal currents. I do not believe that it would be possible to obtain e.g. for the North Sea or the North Atlantic any proper empiric foundation of current material, before one is acquainted with the whole of the currents existing

there, and can discern the tidal currents. Within our cooperation a fairly comprehensive amount of work has been devoted to the study of tidal currents, but it is possible to make further progress, and this has also been done. I may merely refer to the work done in England by PROUDMAN, TAYLOR and DOODSON or in Germany by DEFANT and THORADE.

The outlines of the problems are clear, even though the difficulties may be great. We have to do with known periodical forces, which influence basins of known form. Thus oscillations of three dimensions in the mass of water are originated, and can be represented for a given place as currents on the horizontal plane and currents in the vertical, in a vectorial diagram through a curve on the surface of an ellipsoid. The essential thing in this case, is, however, that the horizontal and vertical movements are functionally connected. This gives us an indication as to an indirect method of determining currents. From the changes of waterlevel we can deduce the changes of currents and vice-versa. From known tidal changes along the shores of a basin, and from the determined course of currents at certain points within such a basin, we ought under certain conditions to be able to deduce the course of currents within the whole basin. When once the character of the basin is so far known, it ought to be possible to draw conclusions anent the currents also from changes of waterlevel of other kinds. Also in this respect there are many difficulties to be surmounted, not the least of which will probably be the complications originating in the layers of the seas. Mr. STENIJ will illustrate some phases of this question.

14. If we try to set a horoscope for the future we cannot avoid the conclusion that it will still take a long time ere we can attain even an approximate mastery of the complicated movements of the seas. Direct measurement work of high precision is expensive, its extent will therefore be fairly limited. The economy of science, if I may use the expression, therefore renders it desirable that when such series of measurements are undertaken, this should be done in combination with work allowing of determinations in an indirect manner. And it is merely a matter of course that the simpler, less exact, but quite inexpensive, methods of observation should be made of use. Nevertheless, not even the most abundant, exact material can yield any knowledge of lasting value, unless it can be combined with a discussion of this material from a theoretic, hydrodynamic point of view. A question of greater importance than the extending of the costly work at sea, is to have a skilled body of workers, trained in natural science and mathematics, who can direct their attention to the salient points. In the same way as a complete biological training is a *sine qua non* as regards successful treatment of biological questions, a full training in geophysics is a proviso for the successful solution of these problems.

The foundation for a true knowledge of the seas is the knowledge of the movements.

II. Bemerkungen zur Technik der Strommessungen.

Von

Arnold Schumacher.

Über das obige Thema ist in den Veröffentlichungen der Internationalen Meeresforschung bereits mehrfach ausführlich geschrieben worden, ganz besonders von Professor Witting und Professor Nansen (Publ. de Circ. Nr. 30 und 34), dazu kommen die Beschreibungen der verschiedenen Strommesser von Pettersson, Ekman und Jacobsen. Die nachfolgenden Erörterungen stellen daher vielfach nur Nachträge zu den Mitteilungen der erstgenannten Autoren dar.

Zweifellos gehört die Messung der Meeresströmungen zu den schwierigsten Aufgaben der praktischen Meereskunde; die Erfüllung der drei Grundforderungen nach möglichst grosser Empfindlichkeit, Widerstandsfähigkeit und Handlichkeit der Apparatur ist ausserordentlich schwer gleichzeitig zu erreichen. — Im Interesse der Arbeitsökonomie ist Selbstschreibern der Vorzug zu geben, dabei ist wichtig, dass dauernde oder möglichst häufige Kontrolle der Aufzeichnungen möglich ist. Der Vorzug von Einzelmessungen besteht m. E. vor allem in dem steten Zwang zur Kontrolle des Instrumentes; wichtig ist dabei, dass die Neubeschickung des Strommessers wenig Zeit erfordert.

Die selbstschreibenden Instrumente sind zum grossen Teil auch "selbstanzeigende" Apparate, d. h. die Anzeigen bzw. Aufzeichnungen erfolgen durch elektrische Übertragung an Deck. Der Vorzug der reinen Selbstschreiber besteht darin, dass zu ihrer Ausbringung unter Umständen eine Boje genügt, während für einen Selbstanzeiger ein Schiff unerlässlich ist. An Selbstschreibern ist wohl nur der Petterssonsche photographisch registrierende Strommesser in Gebrauch gewesen; seine Grösse und Schwere haben — vielleicht im Verein mit der Unsicherheit der photographischen Registrierung — eine allgemeinere Einführung verhindert. — Als Registrierapparat einfachster Art (für Reststrommessungen) kann man auch den Strommesser von J. N. Carruthers bezeichnen, eine Vergrösserung des ursprünglichen Ekmanschen Modells. — Eine Verfeinerung des Ekmanschen Modells, die Registrierungen bis zu sechs Stunden gestattet, ist von Merz-Wüst[1]) für die »Meteor«-Expedition angegeben worden. Der Apparat ist

[1]) Vgl. G. Wüst in Ztschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1926. S. 29, und Ztschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, Ergänzungsheft III, 1928, S. 82.

besonders für schwache Tiefseeströme gedacht; er läuft bereits bei 2 cm/sec an. Die Kugeln sind wie beim später zu erwähnenden Ekman-Repetier-Strommesser nummeriert, sodass die Änderungen der Stromrichtung verfolgt werden können. Die 1,5 m lange Stromfahne gestattet sehr empfindliche Richtungseinstellung. Die Änderungen der Geschwindigkeit lassen sich nicht verfolgen. Ein schwer vermeidbarer Nachteil des überaus empfindlichen Instruments besteht darin, dass bei Beobachtungen in grossen Tiefen beim Fieren und Hieven trotz aller Vorsicht häufig die Propellerblätter verbogen werden. Dieser Strommesser gestattet, mit einer Beschickung die Änderungen der Stromrichtung in einer Beobachtungstiefe bis zu 6 Stunden zu verfolgen; demgegenüber hat der Ekmansche Repetierstrommesser[1]) den grossen Vorteil, dass er ohne Neubeschickung, also ohne stetes Fieren und Hieven, in verschiedenen Tiefen arbeiten kann. Der Apparat erfordert für jede zusammengehörige Richtungs- und Geschwindigkeitsangabe das Herablassen von zwei Fallgewichten, hierdurch ist der Beobachter in der Lage, wenigstens bei mässigen Tiefen (bis zu einigen hundert Metern) mit dem Apparat in einer gewissen Verbindung zu bleiben durch Abhören der Fallgewichte an der Drahtlitze. Viele Störungen, durch Quallen z. B., können dadurch rechtzeitig erkannt werden. So bietet der Ekman-Repetierstrommesser aus verschiedenen Gründen den Vorzug grösster Zeitökonomie.

Als selbstanzeigender Strommesser einfachster Art ist der Jacobsenstrommesser (Libellenstrommesser[2])) zu bezeichnen. Für Richtungsangaben aus den oberen Schichten, in denen die Anwendung von Kompasstrommessern wegen der Deviation bedenklich ist, erscheint der Libellenstrommesser, namentlich in Gewässern mit kräftigen Gezeitenströmen als sehr nützlich. Für Geschwindigkeitsangaben ist er allerdings den Propellermessern weit unterlegen. (Vgl. H. Thorade im Archiv der Deutschen Seewarte 1928, Nr. 3, S. 7 ff.)

Für ihre elektrisch registrierenden und anzeigenden Apparate haben Witting[3]), Sverdrup[4]) und Rauschelbach[5]) das Prinzip der bifilaren Aufhängung verwendet, das zuerst Pettersson wohl verwendet hat. Die bifilare Aufhängung kann offenbar nur für mässige Tiefen in Frage kommen wegen der Schwierigkeit, den Strommesserrahmen in grossen Tiefen parallel zum Schiffskiel zu halten. Für grössere Tiefen haben denn ja auch sowohl Witting wie Sverdrup einen elektrisch registrierenden (anzeigenden) Magnetnadel-Strommesser konstruiert, die aber m. W. auf ozeanischen Tiefen noch nicht haben erprobt werden können[6]). Die vielseitigste Durcharbeitung im einzelnen hat in den letzten Jahren zweifellos der Rauschelbachsche Bifilarstrommesser erfahren; die Genauigkeit seiner Richtungsangaben (3 Grad) ist sogar als »zu genau« für ozeanographische Zwecke empfunden worden. (!)

Die Störungen durch die Deviation bei Apparaten mit Kompass-

[1]) Vgl. Publ. de Circ. Nr. 91, Kopenhagen 1926.

[2]) Vgl. Publ. de Circ. Nr. 51, Kopenhagen 1909.

[3]) Vergl. Publ. de Circ. Nr. 30, Kopenhagen 1905.

[4]) Journal of the Optical Society of America and Review of Scientific Instruments. Vol. 12, Nr. 5, May 1926, p. 537 ff.

[5]) Annalen der Hydr., Sonderheft März 1929.

[6]) Für Witting vgl. Festschrift für Otto Pettersson, für Sverdrup a. a. O. S. 541 ff.

nadel ist in den letzten Jahren ausgiebig untersucht worden, nachdem früher nur in ganz gelegentlichen Bemerkungen diese Frage gestreift worden war. Die ersten ausführlichen Untersuchungen[1]) waren zu dem immerhin optimistischen Ergebnisse gekommen, dass man erstens durch häufigere Wiederholungsbestimmungen, möglichst am Beginn und Ende jeder längeren Beobachtungsreihe, die Deviationsfehler genügend genau bestimmen könne, um eine einwandfreie Elimination aus den Beobachtungen durchzuführen, dass ferner bei den normalerweise bei Strommessungen verwendeten Fahrzeugen die Deviation von etwa 30 m Tiefe ab vernachlässigt werden könne. Ausserdem war L. Möller zu dem Ergebnis gekommen, dass sich auch für weiter zurückliegende Beobachtungen die Deviationsbeträge mit einer Unsicherheit von weniger als 10° ermitteln lassen. H. Thorade kommt demgegenüber in einer zweiten Untersuchung zu wesentlich pessimistischeren Schlüssen. Nach seiner Diskussion der Beobachtungen der Deutschen Seewarte auf dem Vermessungsschiff »Panther« im Juni 1924 unterliegt die Deviation des Strommesser-Kompasses schon innerhalb sehr kurzer Zeit (eine Woche) erheblichen Änderungen. Noch in 10 m Tiefe ergaben sich in diesem Zeitraum Änderungen bis zu 10 Grad. Innerhalb von zwei Jahren erfolgte auf dem aus Holz und Eisen gebauten Kompositschiff »Panther« sogar eine grundlegende Änderung insofern, als hier 1922 viertelkreisiger, 1924 halbkreisiger Magnetismus vorherrschte. Dazu kommt eine starke Streuung der Einzelwerte bei benachbarten Kursen, wobei hervorzuheben ist, dass diese Streuung nicht etwa einfach mit der Tiefe abnimmt. Die Deviationstiefe ist grösser, als früher angenommen; bei »Panther« (67 m lang, 9,7 m breit) ist sie bei 30 m noch nicht erreicht. (Unter Deviationstiefe ist mit L. Möller diejenige Tiefe verstanden, von der ab die Deviation Beträge von 5 Grad nicht mehr erreicht, als vernachlässigt werden kann.) Auffallend ist nach Thorade, dass die Deviation von 10 m Tiefe ab nur wenig mehr abnimmt. — Das Ergebnis von Thorade's ausführlichen Untersuchungen ist jedenfalls, dass Magnetnadel-Strommesser auf Schiffen mit grösseren Eisenteilen bei Flachseeuntersuchungen zu vermeiden sind.

Störungen durch den Schiffskörper bei Messungen in geringer Tiefe sind bei dem üblichen geringen Abstand des Apparates vom Schiff (Reichweite, also etwa 75 cm) ohne weiteres zu erwarten, da nach der üblichen Regel der Technik eine Deformation der Stromlinien bis zu einem Abstand vom Schiff anzunehmen ist, der etwa ein Viertel der Schiffsbreite beträgt. In der Tat konnte Thorade beim Vergleich zweier etwa 5stündiger Messungsreihen, von denen die eine vom »Panther« aus, die andere von einem 450 m entfernten Kutter aus gewonnen wurde, zeigen, dass die Stromrichtungsangaben vom »Panther« deutlich die Veränderungen des anliegenden Kurses wiederspiegelten, während die Kutterbeobachtungen eine sehr viel beständigere Stromrichtung ergaben. In 5 m Tiefe war eine Störung der Stromlinien nicht mehr nachweisbar. (Vgl. H. Thorade, a. a. O. S. 13/14.)

Zur Frage der Fälschung der Beobachtungen durch die Bewegungen des Schiffes um den Ankerpunkt. a) Im flachen Wasser. Nansen's

---

[1]) A. Schumacher und H. Thorade. Annalen der Hydrogr. 1923, S. 142 ff. u. S. 146 ff. — L. Möller. Die Deviation bei Strommessungen im Meere. Veröff. Inst. f. Meereskunde N.F.A. 13, Berlin 1924.

Vorschlag, eine Boje kurz zu verankern und mit dem Schiff durch eine Messleine zu verbinden, wurde mehrfach bei den Strommessungen der Deutschen Seewarte auszuführen versucht, doch scheiterten diese Versuche sehr bald durch Unklarwerden der Leine. Bei Messungen in der Ostsee auf dem »Poseidon« im April 1925 wurde gelegentlich mit Erfolg ein Verfahren angewandt, das übrigens auch bereits von Witting und Nansen in den eingangs erwähnten beiden Abhandlungen beiläufig vorgeschlagen worden ist. Die knapp gehaltene Ankerboje wurde am Kompass eingepeilt und ihr Tiefenwinkel unter der Kimm mit dem Sextanten gemessen. Durch dies von Minute zu Minute weiderholte Verfahren liess sich der »Schleppweg« des Schiffes bestimmen und von dem gemessenen scheinbaren Strom abziehen. Bei einem von H. Thorade (a. a. O. S. 14) mitgeteilten Beispiel ergab sich übrigens statt des vom Strommesser angezeigten Stromes nach 146 Grad mit einer Geschwindigkeit von 7,2 cm/sek ein wahrer Strom nach 305 Grad von 3,6 cm/sek Geschwindigkeit.

b) Bei Verankerungen über der Tiefsee. In einem fingierten Beispiel zur Verankerung über grossen Tiefen nimmt O. Krümmel auf 4500 m eine Ankertrossenlänge von 13.000 m an; ein derartiges Verhältnis dürfte in der Praxis kaum möglich sein. Die letzten Erfahrungen zur Frage der Tiefseeverankerung liegen von der Deutschen Atlantischen Expedition auf »Meteor« vor. Die Trosse, an der »Meteor« verankert wurde, hatte eine Gesamtlänge von 7500 m, bei einem Gewicht von 5,7 t. 1500 m Trosse, auf dem Meeresboden lagernd, stellen also ein Ankergewicht von nicht ganz einer Tonne dar, gegenüber einem Gewicht des benutzten Ankers von 250 kg. Meist wurden zwei Anker im Gesamtgewicht von $^1/_2$ t. verwandt. Aus den Angaben im Reisebericht des Kommandanten[1]) lässt sich deutlich verfolgen, wie anfangs eine gewisse Sparsamkeit mit der überschüssigen Trosse geübt wurde. Auf der Probeankerstation nordwestlich der Kapverden wurden im April 1925 nur 730 m Überschuss auf 5470 m Wassertiefe ausgegeben, ohne dass ein Vertreiben nachweisbar war. Allmählich wurde der Überschuss auf $^1/_4$ bis $^1/_3$ der Wassertiefe erhöht; bei den normalen Ankerstationen von mehr als 3000 m Tiefe sind immer über 1000 m zugegeben worden[2]). Die Stationen in den Passattriften und im Guineastrom erforderten besondere Vorsicht; so wurde bei einer Verankerung im Südäquatorialstrom nördlich von Kap San Roque auf 3950 m Wassertiefe 6000 m Ankertrosse gefiert. Trotzdem aber stellte sich nach Schluss des Ankermanövers, vor Beginn der Strommessungen, heraus, dass das Schiff zunächst noch trieb. Freigebigkeit in bezug auf Trossenlänge und ruhiges Abwarten nach Schluss des Fierens sind unbedingt erforderlich, um sich vor Enttäuschungen möglichst zu sichern. Für die Kontrolle, ob das Schiff getrieben war, hatte die »Meteor«-Expedition der Ortsbestimmung besondere Sorgfalt angedeihen lassen durch Messung der Gestirnshöhen durch meistens drei Beobachter, deren persönliche

[1]) Vgl. die Expeditionsberichte in der Zeitschr. der Gesellschaft f. Erdkunde, Berlin 1926 u. 1927 und F. Spiess, Die Meteor-Fahrt, Berlin 1928.

[2]) Übrigens sind — aus begreiflichen Gründen — nie die Trossenlängen erforderlich gewesen, die Pillsbury bei seinen berühmten Verankerungen im Florida-Strom benutzte. Pillsbury gab bei Tiefen unter 1000 m das Zwei- bis Dreifache der Tiefe aus, bei Tiefen bis 3600 m etwa das Anderthalbfache der Wassertiefe. (Vgl. Annalen der Hydr. 1896, S. 279 ff.)

Fehler durch Ortsbestimmungen bei Landobjekten nach Möglichkeit bestimmt waren, ferner durch Messung der Kimmtiefe mit dem Kimmtiefenmesser und Berechnung der Refraktion für die jeweiligen Temperaturverhältnisse. Auf diese Weise blieb die Unsicherheit einer astronomischen Ortsbestimmung durchweg bedeutend unter 1 Seemeile. Inwieweit mehrmals am Tage ausgeführte Ortsbestimmungen etwa verwendet werden können, um die Fälschung der Beobachtungen durch die Trift zu eliminieren, wird natürlich erst die endgültige Bearbeitung des Materials im Institut für Meereskunde ergeben. Geben die astronomischen Ortsbestimmungen eine Möglichkeit zur nachträglichen Kontrolle, so bietet das Echolot, besonders bei etwas bewegtem Bodenrelief, ein gutes Mittel fortlaufender augenblicklicher Prüfung, und ist naturgemäss auf »Meteor« ausgiebig angewendet worden.

Weit schwieriger als die Positionskontrolle bei Tiefseeverankerungen ist offenbar die Feststellung von Gier- und Schwoibewegungen. Hilfsmittel, wie die für das Ankern im flachen Wasser erörterten, lassen sich nicht anwenden. Gewisse Kontrollmöglichkeiten rein qualitativer Art bieten das Beobachten der Ankertrosse, das Einschalten eines Dynamometers und die fortlaufende Aufzeichnung des Kurses. — Inwieweit die Ankertrosse durch ihre Reibung im Wasser eine dämpfende Wirkung ausüben kann, dürfte schwer zahlenmässig zu erfassen sein. Immerhin handelt es sich um recht beträchtliche Flächen. Legt man die Zahlen für die Ankertrosse des »Meteor« zugrunde, so ergeben sich für 6000 m Trosse etwa 280 qm Oberfläche.

Résumé.

This paper makes some remarks on the technique of current measurements. At first the various existing current meters are mentioned. Then the disturbing effects of deviation when using apparatus with compass needle are dealt with and at last the errors of the observations produced by the swaying and the drifting of the vessel are discussed.

III. Aims and Methods in the Study of Currents.

By

J. N. Carruthers, D. Sc.

In this short paper I shall give an account of the work upon marine currents which we in the English Fisheries Department find necessary; of the means we have adopted, and of certain new methods which we have devised to carry it out. It may be stated at the outset, that practically all our investigations have been, and are being made to provide us with information which shall subserve the requirements of the biological workers. All our work on currents has been limited to the North Sea and English Channel, and it is hardly necessary to say here that, although we have been able to add considerably of late years to existing knowledge of the water movements in these sea areas, there yet remains very much of which we are ignorant. Our aims may perhaps be best set down by considering what we should like to know about the currents in the seas with which we are concerned.

General Aims.

Firstly, as regards the water economy of the North Sea; one of the supply channels (Dover Straits) is in our sphere of operations, and we would like to know what has been the water exchange between North Sea and English Channel for say every week of many years past. This wish is a matter of old standing in the hydrographical committees of the International Council. We now do actually know what this exchange has been at all times during the last three years, and we see no reason why we should not learn it for many years to come.

Much has been made, and I think with a very fair show of reason, of the occasions when the water movements in the southern North Sea have been different from the most usual régime. It is known of course, that varying winds have a most potent influence in affecting the movements of the surface waters of the southern North Sea, and we would like to have a really large body of data concerning the inter-relationship of wind and surface currents in the North Sea. This we have as the result of very large scale drift bottle experiments, but, although we can with very fair success, deduce the prob-

able current régime from a study of adequate wind data relating to any period in which we may be interested, yet we look forward to a time when we shall have really useful and completely satisfactory current measurements always in train. We here mean current observations of the kind which we make continuously in Dover Straits.

Why should one engage upon a laborious study of wind data with a view to deducing currents, if one can reasonably hope to have the currents continuously observed? In this paper, I understand by "current measurements", direct observations upon the dominant drift — the actual "make" of water past fixed points for instance. We want results which call for practically no clerical treatment in the office. Put as a pure ideal, we would like to be able to tell any enquirer what was the set of the currents in various parts of the North Sea on any occasion. This of course, is a very ambitious aim indeed, but we have definite hopes of being able to go a long way towards being able to realise it in the future. Workers on certain branches of fishery research; for instance, people interested in the study of fluctuations, are very keen to know in what years there occurred reversals of the surface water movement of the North Sea analogous to those noticed by Fulton in the winter of 1896—97, and by the present writer in the winter of 1920—21. We cannot at present tell them nearly enough, but, if we could arrange to have suitable continuous current measurements always in train from two or three suitably placed lightvessels in the southern North Sea, we could amass the necessary information with ease. This constitutes one of our chief aims, but, unfortunately, the most suitable lightvessels in the North Sea are of steel, and for complete suitability we would require wooden ones. This aim of possessing as it were, a sort of diary showing the set of the currents at all times for year after year, has obvious merits needing no comment. We want to keep as continuous a watch as practicable on the currents over as wide an area as possible, but the more continuity we achieve in the observing, and the more places from which our observations come to be made, the more imperative does it become that we should cut down to an absolute minimum the attendant clerical work. Therefore we want self indicating apparatus wherever we can devise a suitable type. We are naturally not uninterested in observations of tidal streams, and realise the very great importance nowadays of intensive observations of stream strength and direction to enable modern co-tidal and co-range charts to be produced, but we cannot play much part in this work for it is the dominant drift which we want to know, and we want to get at it as directly and simply as possible.

Marine currents of course, play an obvious role in the dispersal of the products of a spawning; they matter immensely too in connection with the passive movements of plankton swarms. Hence another desideratum arises from routine biological work done on the research vessel. A particular concentration of larvae or an unusually interesting distribution of plankton is observed; what will be the subsequent dispersal? To be able to answer such questions as this is another aim, and we have thought out new methods of doing it. It is at least *possible* that the varying set of currents from time to time may later be reflected in the characteristics of the age-composition of a fish population. The fishery investigator may find certain pronounced, but not at all easily explicable crests or troughs in a curve illustrating the catch of fish over a number of years. It is

clear that such features *might* be referable to the vagaries of the currents some years before.

This is all perfectly obvious no doubt, and such possibilities have frequently been spoken of; there may or may not be anything of moment in them, but at least the fishery researcher ought to have available the necessary data to enable him to examine such questions of associating cause and effect. Now this is just what we must admit to be quite impossible at present, and we in Lowestoft, are out to remedy the defect if we can. Always it happens that one has odd lots of current data relating to individual seasons or years, but a continuous picture over an adequate series of years has never been available — a state of affairs which we cannot afford to view with complacency. There does seem to us to be a most definite indisputable call for an adequate collection of data concerning the water movements in the North Sea and English Channel over a good term of years, so that many obvious questions can be tested out.

Certain investigations on water movements which would attract one from purely mathematical or hydrodynamical points of view, can be easily thought of, but it does seem to us in connection with our own work, that the more academic researches must be restricted in favour of perhaps more humdrum, but potentially infinitely more useful work. We really want a plain easy story — a body of readily understandable results which shall form an instrument of practical utility in investigating those problems of fishery research which have long merited the detailed study which paucity of hydrographical data has denied them. Investigations of currents made on odd occasions may be of great interest certainly, but long series of records (1) set down in an easily applicable form, (2) resulting from carefully thought out schemes of work, and (3) stretching without a break over a long period of years — must be our main desiderata, and such represent our aims. Since our work is carried out in the North Sea and English Channel, it is obvious that, to get at the desired dominant drift, we must balance out the tidal streams — which may be either rotatory, or, as in the case of Dover Straits, almost purely oscillatory. This can be done by means of special types of current meter, or by the employment of drift bottles of a suitable kind. There is of course nothing novel in this, but what may be of interest, are the means we have adopted to secure the information on the extensive scale, and in the continuous fashion, which, we contend, can alone be expected to meet the requirements of the marine biologist, and to prove of adequate assistance to the fishery research worker.

Methods.

a. Preliminary Remarks.

First let us raise a point, which, whilst simple enough, has not by any means received the attention it merits. By suitable means one conducts researches upon currents we will say, in one case from a moored lightvessel (or other ship) and in another case by following a float, or by plotting the surmised track of a drift bottle. One could discuss at length the differences in the import of the results obtained, but it will suffice here just to mention that we are in these two cases studying somewhat different things. In the former case we must assume that the net "make" of water past our fixed observation

point is representative of the water movements over a considerable area; probably it may be so — at any rate we could test the matter. Now, if our moored vessel were at a spot where events of interest to the fishery researcher were always in train (e.g., a local fish spawning), or if the "make" of water past it were an index of water movements and of general meteorological conditions far afield, we should have no difficulty in appreciating the meaning of the final result obtained — what we call the current at the position. If we have records stretching over many months, then we can balance out differences due to variant lunar phases, etc., but it is perfectly obvious that the information which we get is different from that resulting from the pursuit of a float. Even though our float or bottle may be the ideal one for the purpose in view, its movements, if they mean anything intelligible, must be assumed to be those of the cubic fathom or so of water into which we first dropped the float. Looking at the matter from the point of view of one who wants to know the dominant drift for application to problems of fishery research, and ignoring the view-point of the tidal researcher (who desires to know the speed and strength of the varying tidal streams which have a very real meaning to him) we may perhaps put the matter clearly if we say that:— The justifications for making current measurements from a fixed spot are that (1) we are directly interested in events at that precise spot for some reason or other, and (2) the water flow past that spot is known to be an index of what the water movements are over a wide area.

It need hardly be stated that, if one uses the valuable stream data from a ship which anchors anywhere in the southern North Sea for a day or so and carries out a series of tidal stream measurements — with a view to computing the residual current therefrom, one may get a result which may be next to useless. A stay of many weeks would be necessary if one required adequate stream data for this purpose. A glance at the International fortnights' current measurements of 1910—1914 clearly demonstrates that residual currents worked out from stream data concerning only a short space of time — are not to be accepted as representative.

Current data obtained by the employment of floats have an obvious meaning:— we are following the movements of actual bodies of water whose content of passively drifting organisms interests us — at any rate we must assume this to be largely true.

At Lowestoft we make considerable use of current meters and floating bottles.

b. Current Meters.

We have said that we believe it necessary "to keep a close eye upon" the flow of water through Dover Straits — an aim often set down in the past by various hydrographical committees. There existed no instrument suitable for our purpose, as we wanted if possible, to obviate nearly all the usual laborious office work. Certainly we intended to avoid the work necessitated in separating out the residual current from large masses of tidal stream data such as are collected by using standard marine current meters. In other words, we wanted an instrument which would balance out the tidal streams mechanically. Several excellent current meters were available which might have served to yield the desired overall water flow via the usual computing processes, but we found it necessary to design a very robust totalising current meter of ball dropping type. About

a year was occupied in overcoming all the defects which (as was not surprising in an instrument destined to resist such severe usage as that contemplated) at first manifested themselves. Our instrument was designed to work continuously for days on end without being hauled in, and for perhaps a year without needing repair. It has been fully described in print (**1** and **2**)[1]) and I may say that it has fully justified our hopes, having worked as much as a year on end in all possible weather conditions without going wrong. We believe that it is particularly important when working conditions are atrociously bad (e.g. during a two or three day spell of strong winds touching Beaufort 9) that the currents should not fail to be measured. The rough strong instrument which we use, will work under any conditions ever likely to be met with and in any water no matter how silty. It is pronouncedly less sensitive than the beautiful precision instruments nowadays obtainable, but it seems to me that one could not expect delicate precision gearing to function correctly in water thick with silt. Again, the beautifully sensitive modern current meters are calibrated in clear water, and their rotors are, during calibration, driven by the impact of water only, whereas, if used under the working conditions which our investigations impose, they would be driven by the impact of a fluid of variant density according as the water were laden with or free of sand. This is not the place to enter into a discussion of the respective merits of the two chief ways of calibrating current meters:— by towing, or by testing them in a moving stream of water. We test our instruments against continuous log-ship runs, and the tests are carried out under precisely those working conditions for which the instruments are designed. Our "Drift Indicator" as we call the instrument, admittedly appears a crude clumsy affair, but we believe that nothing more sensitive and less robust would be of any use to us. It has been thoroughly tested out mechanically, and has been found to drop all the balls which the number of revolutions made by the cups would lead one to expect. Quite often some 7 or 8 hundred balls a day are dropped. Results obtained check well against results computed from simultaneous continuous log-ship observations.

We use such an instrument from the Varne Lightvessel, which, being of wood, introduces no troubles dependent upon compass deviations. We have amassed a large body of information relating to the water exchange between the English Channel and the North Sea, and we hope some day to be able to look back upon an unbroken stretch of such records over say ten years or more, in order that an examination of their surmised bearing upon fishery research problems can be satisfactorily made. These directly made observations of water flow through the Straits of Dover, have both a direct bearing and an indirect one. One may relate them directly to questions of the dispersal of the products of the near-by herring and plaice spawnings, and one may use them indirectly to infer what have been the water movements in the southern North Sea and in the English Channel. The variations in flow recorded are very great, and go "hand-in-hand" with changing pressure and wind conditions over the two sea areas concerned.

We have now available for reference, mean values of the water flow through the Straits of Dover for:—

[1]) Bold figures in brackets refer to the literature list at the end of the paper.

1) Each of two whole years.
2) The average for this pair of years.
3) Each of some thirty individual calendar months.
4) Some twelve pairs of months of like name of two different years.
5) Some nine trios of months of like name of three different years.
6) The individual seasons (Spring, Summer, Autumn and Winter) of two, and in some cases of three years.
7) Means for pairs of seasons of like name of two or three years.

Some of these data have been published already (**2**) and some will be published shortly.

Now we should be able to get all the information we want, if we could have suitably situated wooden lightvessels producing similar data relating to the North Sea. The actual work done by the seamen observers on the lightships is so satisfactorily done, and the instruments call for such small attention, that we could certainly keep the work going continuously for an ample term of years. Unfortunately, there are not suitable lightvessels available just where we would like to have them. One (the Smiths Knoll L.V.) is of steel, and though the German investigators have made very painstaking researches upon the deviation of the compasses of current meters used from steel ships (of which researches Dr. SCHUMACHER's paper gives an account) we see no possibility at present of doing suitable work (like that done on the Varne) from steel lightvessels — by means of current meters. We can of course, measure the water flow past a steel lightship at a "safe" depth with our present instrument, but we are primarily interested in the movements of the upper layers of water. Such continuous Drift Indicator observations as we are carrying out from North Sea lightvessels, are limited to certain wooden vessels, and are designed largely to enable us to build up a body of data comparable to that always accumulating from the Varne Lightvessel — but with a certain difference. These wooden lightvessels are gradually being replaced by steel ones, and our present practice is to work from one of them for say two years, and thereafter to transfer the observations to another one. Thus we keep our series of records going unbrokenly as regards conditions in an area of the North Sea, but we have the added advantage of being able to note whether marked differences exist between the flows registered past the various positions. This flitting from ship to ship to get a series of observations from each whilst opportunity serves, means that we are gradually building up a reliable spatial picture of the water movements in the southern North Sea. We have already collected a series of records of water flow, stretching without a break over about three years, from the Inner Dowsing Lightvessel (and due for early publication) and are at present occupied on the Cromer Knoll Lightvessel. The records from this latter position can have direct application to the dispersal of spawning products from the near-by herring spawnings, besides constituting an item in the general body of knowledge being built up for future use in studies of fishery research problems.

So much for our actual scheme of current meter work in progress. As I have said, we contemplate no continuous current meter work from steel lightships, though we most

decidedly do want to make continuous current observations at the Smiths Knoll position. We hope to build up our desired long series of current data in the case of steel lightships situated at desirable positions, by means of specially constructed drift bottles.

c. Drift Bottles.

We have done many experiments with ordinary drift bottles, and have published accounts of most of them (**3, 4, 5** and **6**), but have found it necessary to devise new types of bottles which should respond not merely to the movements of the immediate surface layer of water. We have devised suitable satisfactory drag-fitted bottles for use in the ordinary bottle experiments where we are content to know only the two end points of a long journey. The main thing with drift bottles is of course, that they should be cheap and easily made up in large numbers ready for use.

We have long had in view the provision of a bottle which, after floating for a desired time should then sink and anchor itself to remain fixed until taken in a trawl. Such a bottle has many possibilities — the most obvious of which is that of knowing the route followed by non-sinking bottles put out at the same time and place. If we can employ such a floating system fitted with an ample sub-surface area to minimise windage effect, and if this can be made up simply and cheaply, — we are convinced that we can make great strides in filling up the many blanks in our knowledge of the circulation of the surface waters of the North Sea in general, and in providing for future reference a body of data showing the variations in currents over a long series of years. We have already made preliminary experiments with such bottles with partial success. The present fault is one of practical construction which we expect soon to overcome. We hope then to put out from time to time from the "George Bligh" in connection with specific researches, bottles timed to float for say a fortnight before anchoring. We shall thus learn the actual set and speed of the currents in areas remote from coasts, and where we could not hope to work satisfactorily with current meters. In such areas remote from possible stranding places, ordinary non-sinking bottles would tell us little of use about the water movements in a circumscribed area. An account of the new short period floating bottles as first used, has been published (**7** and **8**).

We contemplate putting some of them out perhaps every week from the Smiths Knoll Lightvessel; thus we shall get adequate and satisfactory current data from a steel vessel not much less simply than we could from a wooden vessel using a continuous current indicator. The non-flooding questionaire bottle of the system, is now to be given a slight positive buoyancy so that it will ride up about a foot or two from its anchor; this will minimise risks of its becoming sanded over. We see no insuperable difficulties with regard to these bottles, and we centre very great hopes in them indeed; we expect for instance, to be able ultimately to chart out the circulation all over the Dogger and the Great Fisher Banks. We hope also to have liberations of these bottles going on from week to week from fixed standard liberation points.

These two phases of our work at Lowestoft are essentially practical, and confessedly designed to subserve the requirements of the biological workers. They have been schemed out to impose upon us a minimum of office work, but to yield a maximum of directly

applicable information. We look forward to being able later to employ all these current data in searches for possible correlations.

One other phase of our work remains to be mentioned, though it mainly concerns my colleague Mr. LUMBY.

The distribution of temperature and salinity conditions over the North Sea, can of course be studied in a degree of detail limited only by the practical means at one's disposal; to produce a chart depicting the distribution of S $^0/_{00}$ and t° C. over a wide area, does not need so much time, nor such calm weather, as one must have for certain current meter observations. If one has a ship with a fair turn of speed, and an apparatus facilitating the rapid collection of reliably clean water samples and of temperatures (such an apparatus as Mr. LUMBY's Surface Sampler is in mind) one can soon investigate the distribution of the two prime factors named, and can construct a detailed chart depicting the same. Now it is no new thing to attempt to deduce the current system from a study of the trend of the isohalines on such a chart, but there are many inherent difficulties into which there is no need to enter here. Suffice it to say that we aim at associating many such charts with the actual current systems prevailing at the times to which they refer — this by the setting adrift from each station worked, of a batch of the short period floating bottles[1]). We hope eventually to be able to scrutinise a surface salinity distribution chart, and to say with much better success than is at present possible, that such and such must have been the surface water movements at the time. This may have great possibilities for one may often have S $^0/_{00}$ distribution charts without having actual current measurements.

Just as the meteorologist wanting to work out mean winds for the various months of the year, does not sit down to compound thousands of troublesome vector quantities (the winds themselves) but constructs charts showing means of the appropriate governing scalar quantity (pressure) so too may we one day be able to draw reliable mean surface current charts from a study — backed by experience — of mean salinity charts. In this rough analogy we do not of course imply that in our area, salinity is to currents the potent conditioning factor that pressure is to wind.

In recapitulation, I may recall that our Lowestoft work on marine currents is schemed to provide a body of knowledge regarding the water movements of the North Sea and English Channel which shall subserve fishery research problems and which shall be easily applicable to them.

[1]) An analogous association resulting from the use of current meters has been made (9).

List of Publications by the Writer giving fuller Accounts of the Matters discussed.

1) "A New Current Measuring Instrument for the purposes of Fishery Research". — Cons. Internat. Journal du Conseil. Vol. I, No. 2, 1926.

2) "The Flow of Water through the Straits of Dover as gauged by continuous current meter observations at the Varne Lightvessel." — Ministry of Agriculture and Fisheries. Fish. Invest. Series II. Volume XI. No. 1, 1928.

3) "The Water Movements in the Southern North Sea". — Part I. The Surface Drift. — Ibid. Series II. Volume VIII. No. 2, 1925.

4) "The Water Movements in the Southern North Sea". — Part II. The Bottom Currents. — Ibid. Series II. Vol. IX. No. 3, 1926.

5) "Investigations upon the Water Movements in the English Channel — Summer 1924. — Journal of Mar. Biol. Assoc. Vol. XIV, No. 3, March, 1927.

6a) "Predicted Drift of Pelagic Cod Fry in 1924". — Section II of:— Fish. Invest. Series II. Volume VIII, No. 6, London, 1925.

6b) "The Water Movements of the North Sea in relation to the Geographical Distribution of Post-larval Herring." — Appendix to:— Fish. Invest. Series II. Volume VII. No. 4, London, 1924.

7) "Currents of the North Sea." — Being a letter in the Fishing News of June 30th, 1928.

8) "New Drift Bottles for the Investigation of Currents in connection with Fishery Research." — Cons. Internat. Journ. du Conseil, Vol. III, No. 2, 1928.

9) Lumby, J. R. and Carruthers, J. N. "An Experiment dealing with the Interpretation of Salinity Distribution Charts." — Cons. Internat. Journ. du Conseil, Vol. III, No. 2, 1928.

IV. Note on a Self-recording Current Meter.

By

H. J. Buchanan-Wollaston.

The following is a short statement as to the position with regard to the current meter described in No. 86 of the Publications de Circonstance.

The original meter as described in that Publication was made by a firm of engineers, excepting the compass which was made by a London compass-maker, and the clock which was a barograph clock of standard form. This meter gave results quite sufficiently accurate for the purpose for which it was then being used, namely that of obtaining a general view of the tidal changes in Poole Harbour, Dorset. A tracing from a part of a record given by the meter is shown on page (12) of the Publ. de Circ. mentioned. A tracing from another record is shown in Fig. 1 of the present paper. Further tracings will be included in a forthcoming report on the fisheries etc. of Poole Harbour.

A continuous record of speed is obtained (the lower continuous line in Fig. 1), and a record of direction every 20 minutes, given by the upper sloping marks in the figure. The records are read through a transparent scale, preferably made of celluloid, of which Fig. 2 is a diagram. The edge of the scale sheet is placed coincidently with that of the record sheet. The compass marks being ahead of the corresponding speed record, the scale for directions is the correct amount ahead of the scale for speeds. The speed may be read to the nearest quarter knot from $^1/_4$ knot to about 3 knots on the charts of this first model. Resultant or residual currents are given by counting the squares under the speed scale, allotting them their direction from the direction scale, and adding them as vectors, a square with its allotted direction corresponding to a shot in a division of the box of Ekman's meter or Carruther's meter. The meter has the advantage of giving a record which can be analysed by the ordinary methods of harmonic analysis, every periodic component and the residual current for any desired period being readily obtained. Further details are given in the Publ. de Circ. cited.

In 1926 the meter was placed in the hands of an instrument maker as a model from which to construct one of improved pattern for the Hydrographic Department of the Admiralty. The new meter gives a much improved record of direction, the compass giving a series of dots which may be read easily to the nearest compass point. None of these records are, however, available at the moment.

Certain inaccuracies have occurred in the speed records at times, due to jamming of the small sinkers in the dashpot device. This trouble is at once shown on the records by straight horizontal lines. In any experiments with the meter in which I have taken part this jamming has never occurred in rough or moderately rough weather, the records then being apparently quite reliable. Fig. 3 is a record made with the old meter in very rough weather and it will be seen that no "jamming" has occurred and that the direction records for ebb and flood lie nearly on two straight lines.

The new meter was calibrated in the Admiralty tank at Haslar, the speed range being from $^1/_4$ knot to 4 knots with a larger pair of resistance plates, and from about $^1/_4$ knot to 7 knots with a smaller pair. Since 1926 the meter has been extensively tested from H.M.S. "Flinders", but the full report is not yet available. The following notes have been received from the Hydrographer:—

> "The result of the Admiralty trials is to show that the BUCHANAN-WOLLASTON current meter is perfectly sound in principle but it has been found that the recording apparatus does not work well in unskilled hands".

Steps are to be taken to remedy this. It is, however, considered that the meter in its present stage of development is quite sufficiently reliable in the hands of scientific investigators for fishery work and the Hydrographer stated that he considered the meter if perfected would be the most suitable of all the current meters of whose existence he was aware for tidal investigations from Surveying Ships.

EDGE OF RECORD SHEET

FI

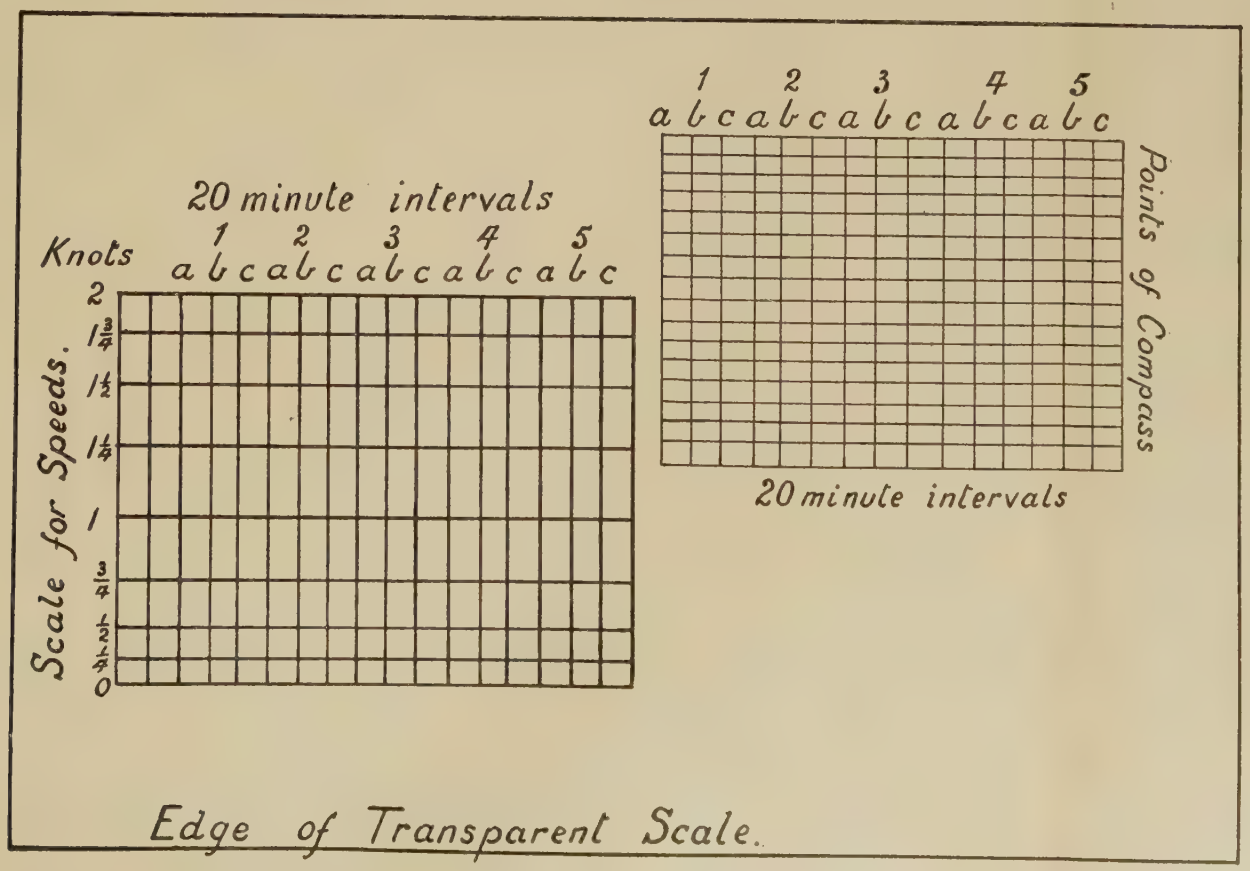
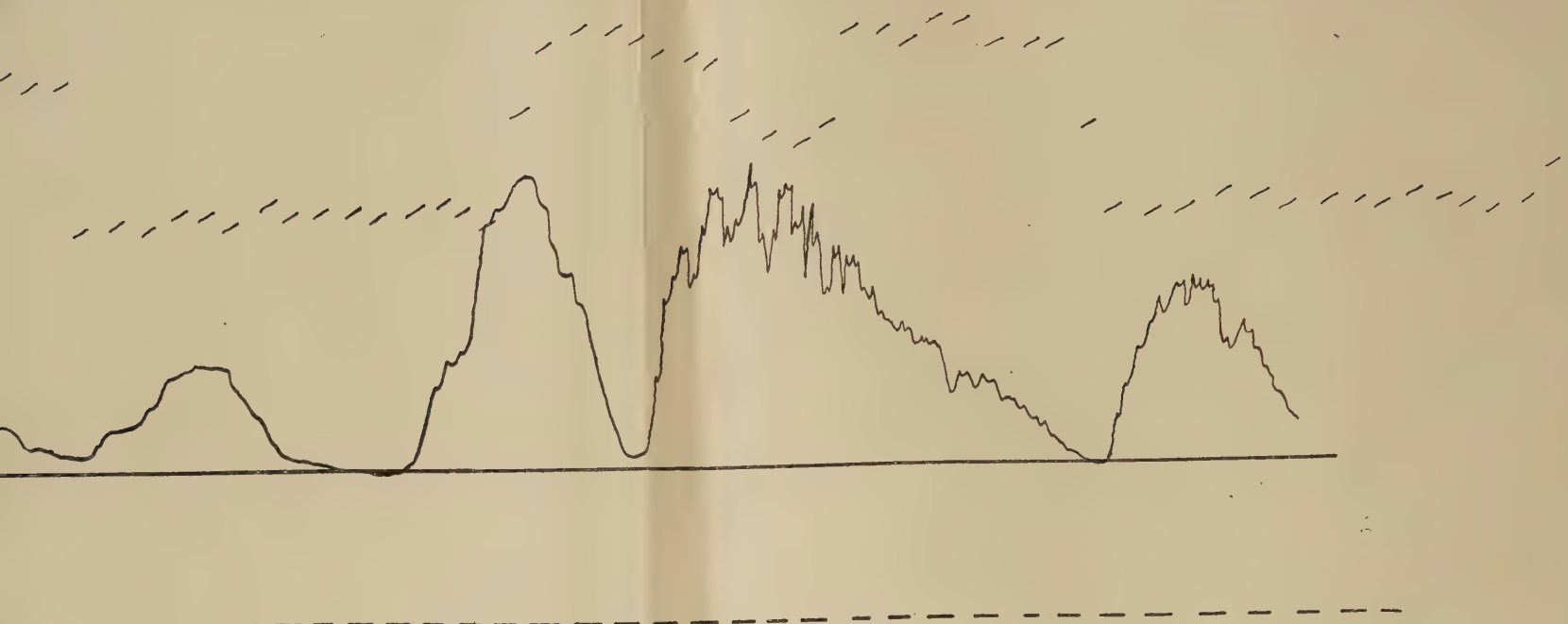


FIG. 2.



G. 1

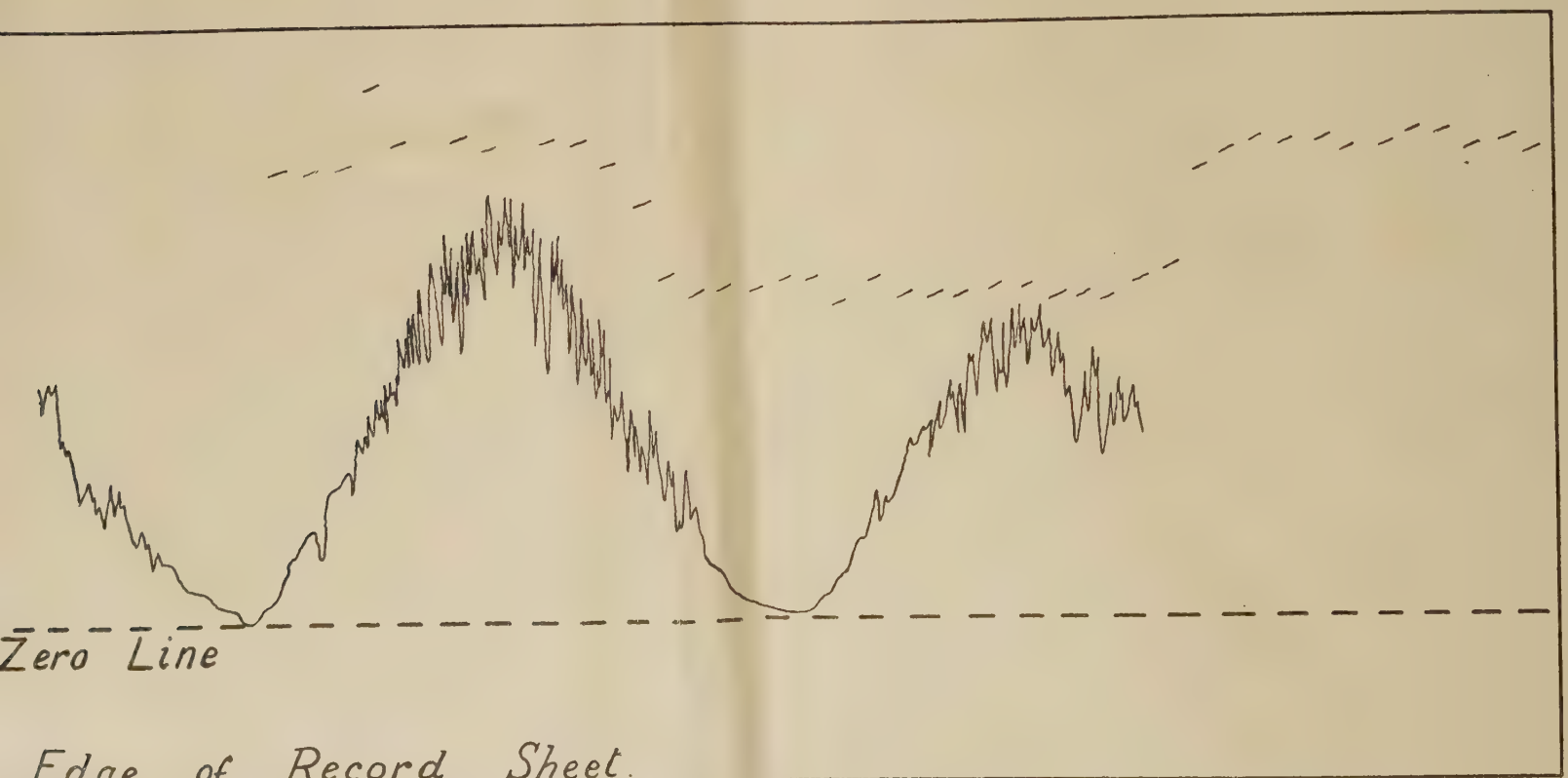
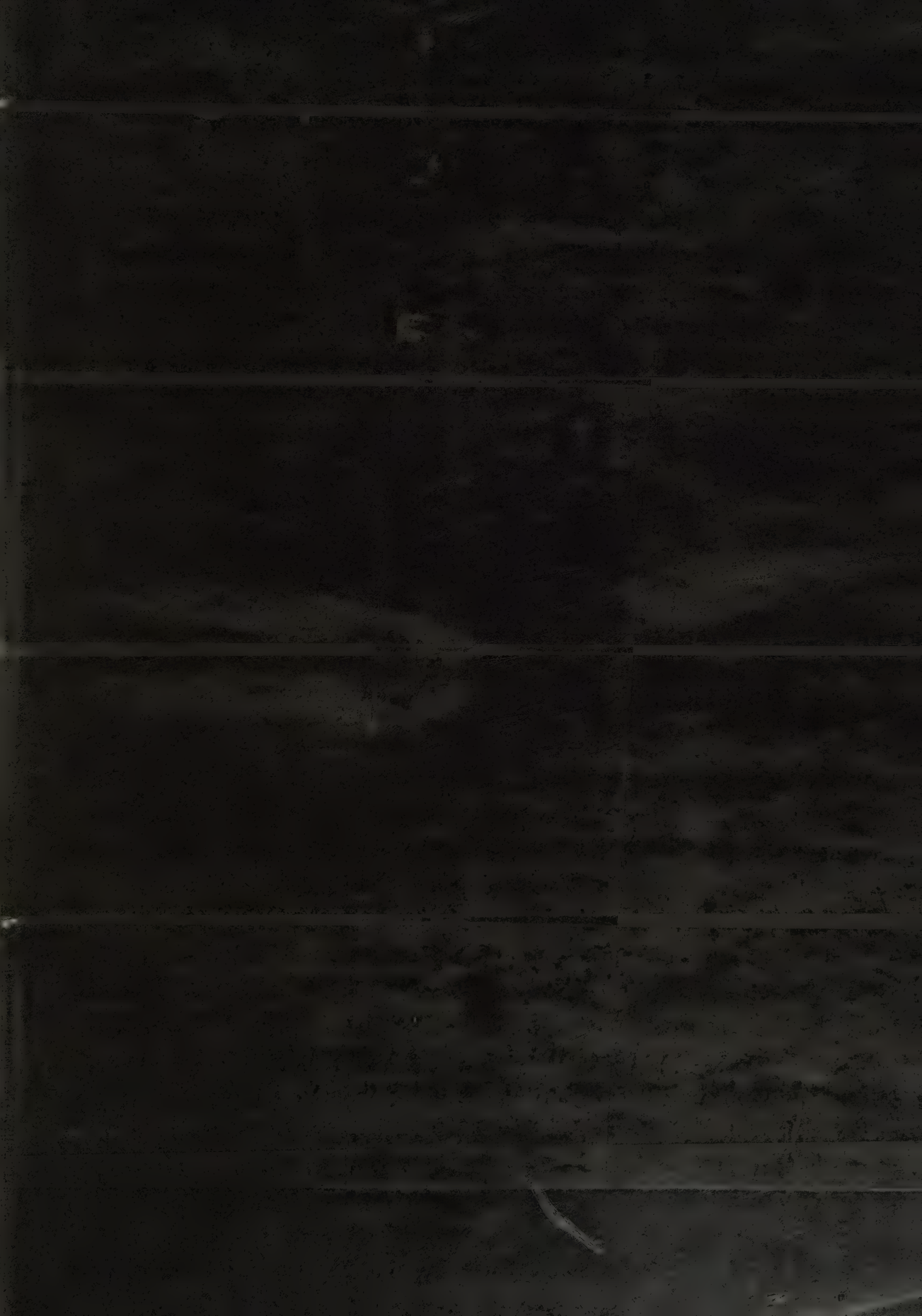


FIG. 3.



V. Mesures directes et indirectes des courants marins.

Par

le Prof. **Rafael de Buen,**

Sousdirecteur de l'Institut espagnol d'Océanographie.

L'étude des courants marins est un des problèmes offrant la plus grande difficulté dans les recherches océanographiques; les phénomènes capables de les originer sont très nombreux et variables et dans la pratique leurs actions unies compliquent l'étude et exercent aussi une influence modificatrice sur diverses causes de détermination compliquée.

Il résulte de cette complication et variabilité, une difficulté très grande pour se prononcer sur les méthodes que l'on peut employer dans les études sur la dynamique des eaux, comme procédés adoptés pour donner le résultat d'une investigation détaillée des conditions spéciales de chaque région, sans renoncer à aucune des méthodes capables de nous fournir une indication.

Deux sont, particulièrement, les méthodes principales sur lesquelles on peut baser l'étude des courants: une, la méthode directe, qui nous permet, avec l'emploi des mesureurs à courants, d'enregistrer la direction et la velocité des eaux, ou même dans le cas des courants de surface, avec des flotteurs, dans lesquels on a supprimé, tant que possible, l'action variable des vents. L'autre méthode se base sur la détermination des caractères variables des eaux, et aussi des caractères biologiques, en relation toujours étroite avec les changements du milieu marin.

Mais si nous basons une étude des courants sur les deux méthodes signalées, on ne peut pas abandonner d'autres procédés qui peuvent nous servir pour obtenir des renseignements. Nous nous bornerons à signaler, par exemple, la nécessité d'une étude des marées et des courants qui les produisent; la détermination de l'influence du vent, du relief du fond, de la distribution des côtes, de la nature des sédiments du fond, de la rotation terrestre, et, en général, d'un grand nombre de phénomènes qui modifient et changent les manifestations de la dynamique marine.

En tenant compte des facteurs qui exercent leur action sur les courants et dont nous venons de signaler quelques-uns, nous constatons une considérable augmentation des connaissances nécessaires pour arriver à des résultats exacts. En ce qui concerne les marées nous devons accomplir des observations systématiques et soigneuses; pour

l'étude de l'influence du vent il est nécessaire de connaître la météorologie dynamique locale; la relation entre les sédiments et le mouvement des eaux exigera un analyse mécanique préalable des fonds marins. L'action exercée par le relief du fond et par les irrégularités de la ligne côtière pourra être déterminée favorablement avec la réalisation d'observations avec des modèles réduits, reproduisant autant que possible les conditions naturelles, et dont les résultats seront plus tard controlés directement dans la mer.

Nous ne croyons pas nécessaire, étant donné l'objet de ce Rapport, de décrire avec détail les causes qui peuvent originer ou modifier un courant; mais nous signalerons, avant de finir cette exposition préalable, que les courants étant produits par un déséquilibre des caractères des eaux, l'origine fondamentale doit toujours être cherchée dans l'action planétaire originant les marées, ou dans les modifications du régime météorologique, dont la cause se trouve dans le réchauffement variable des couches atmosphériques d'au-dessus de la mer.

En effet, la différente répartition de la chaleur solaire origine les vents, les différences d'évaporation, etc. Il existe aussi une relation très étroite entre la dynamique marine et la dynamique aérienne, et l'on doit chaque jour relier de plus en plus les résultats de ces deux sciences et tirer un profit mutuel des conclusions que l'on en déduit.

Comme nous croyons que l'objet principal poursuivi par le »Conseil international pour l'exploration de la mer« en dédiant une de ses Réunions Scientifiques à l'étude des courants marins, à été de chercher, dans l'expérience acquise grâce aux investigations accomplies par les différents pays, des conclusions pratiques pouvant être appliquées à la solution favorable d'un problème si difficile, je crois preférable d'orienter ce Rapport dans le sens d'une exposition des résultats atteints dans l'étude de la dynamique du détroit de Gibraltar et des régions voisines de la Méditerranée et de l'Atlantique, décrivant les méthodes employées et signalant les difficultés observées et les investigations que l'on doit opérer pour arriver à des conclusions satisfaisantes.

Les premières croisières espagnoles dans les régions voisines du détroit de Gibraltar ont été faites par le Laboratoire de Palma de Mallorca en 1908—09—10 dans la zone de Melilla (Maroc méditerranéen espagnol).

Les travaux accomplis permirent de constater que le courant atlantique, qui pénètre par le détroit de Gibraltar, suit les côtes nord du Maroc espagnol, dans lesquelles abondent, les poissons et d'autres êtres marins, caractéristiques de l'Ouest de l'Afrique[1]). Cette influence atlantique arrive, comme il est bien connu, jusqu'aux côtes de l'Algérie[2]).

Depuis 1914 l'Institut espagnol d'Océanographie à accompli quelques croisières océanographiques dans le détroit de Gibraltar et les régions voisines, en consacrant une grande partie de l'activité à l'étude du régime dynamique, en tenant compte de son importance.

---

[1]) Odón de Buen: »Plan de trabajos comunes en los Laboratorios biológico-marinos del Mediterráneo«, Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat., Junio 1910.

Odón de Buen: »Peces de la costa mediterránea de Marruecos«. Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat., Marzo 1912.

[2]) J.-P. Bounhiold: »Essai sur le régime thermique des eaux littorales superficielles dans la Méditerranée algérienne.« Ann. Inst. Océan., Monaco 1910.

Mais non seulement l'Espagne s'est préoccuppée de réaliser des investigations dans cette région, mais aussi d'autres pays, notamment le Danemark et la Norvège ont dans ces dernières années, coopéré activement à la solution des problèmes originés par la communication entre l'Océan et la Méditerranée.

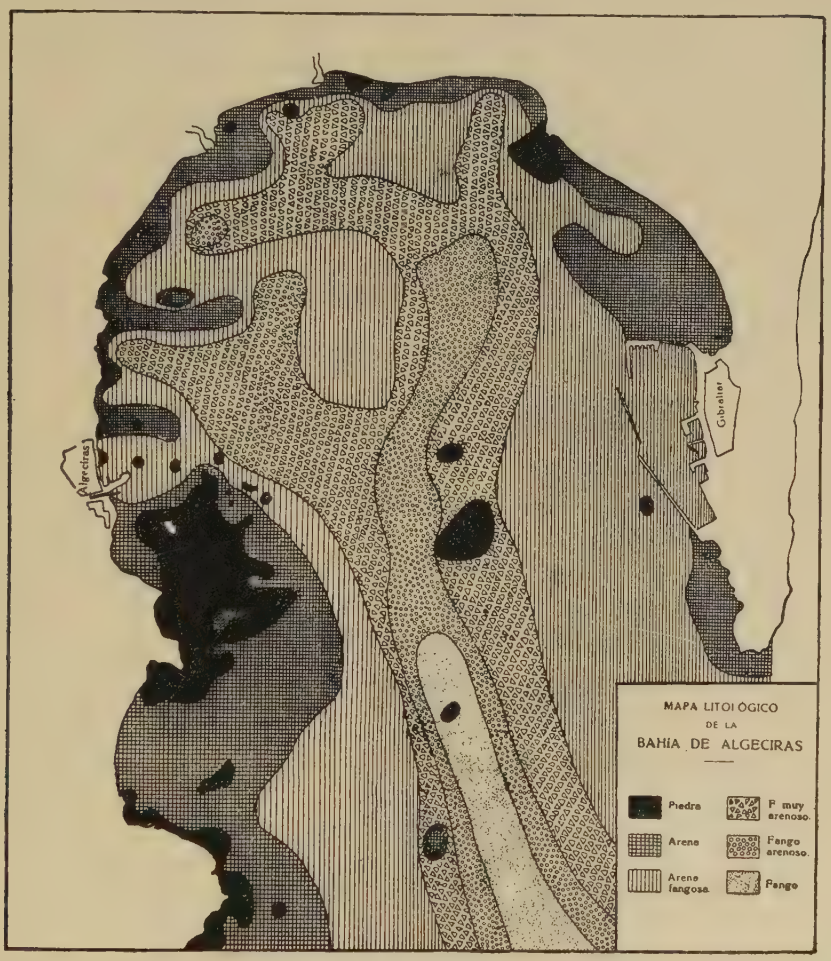


Fig. 1. Carte lithologique de la baie d'Algesiras.

Nous pouvons signaler, en commençant par l'étude de la Méditerranée voisine du détroit de Gibraltar, que nos observations sont d'accord avec les idées classiques et montrent l'existence d'un régime, différent du côté de l'Espagne de celui du côté de l'Afrique.

Dans les côtes de l'Andalousie, les eaux ont un caractère méditerranéen et dans les côtes du Maroc, elles montrent l'existence d'une influence atlantique accentuée.

Le courant superficiel méditerranéen qui suit les côtes du sud de l'Espagne en se dirigeant vers l'océan, à été observé par nous en face de Malaga pendant les travaux

accomplis avec le »Principe Alberto de Monaco«, bateau du Laboratoire existant dans cette ville. Le courant apparaissait à quelque distance de terre, très distinct, par l'aspect des eaux, dont la température et salinité étaient élevées. Ce courant s'approche ou s'éloigne des terres en relation avec la conformation des côtes et arrive à la baie d'Algeciras.

Pendant le voyage de Malaga à Algeciras avec »l'Averroes«, nous pûmes observer que très près du rocher de Gibraltar le courant superficiel atlantique qui pénètre dans la Méditerranée n'existait pas, par contre le courant marchait en sens contraire en envahissant une zone de moins de 100 mètres de largeur.

Cette entrée d'eaux méditerranéennes dans la baie d'Algéciras donne lieu à un courant qui se dirige depuis la pointe d'Europe jusqu'à l'autre côté de l'entrée de la baie d'Algéciras, et, trouvant l'obstacle des terres, décrit un circuit dans l'intérieur de la baie en suivant le sens des aiguilles d'une montre.

La distribution des fonds dans la baie est d'accord avec cette conclusion (Fig. 1), étant donné que l'on peut constater une accumulation des sables et graviers au nord de Punta Carnero et un dépôt très net de sable au nord du port de Gibraltar. On observe aussi des zones dépourvues de sédiments dans le centre de la baie, signalant l'existence d'un courant profond duquel nous devons nous occuper plus tard.

Nous observons que dans ce cas, on à pu déterminer les courants de surface dans la baie d'Algéciras, simplement par une observation directe et par l'étude des sédiments du fond. Mais en tenant compte de l'utilité d'employer toutes les méthodes possibles pour arriver à la sûreté la plus complète possible, nous avons aussi étudié les caractères des eaux dans la baie, constatant qu'il s'agit des eaux méditerranéennes en ce qui concerne leur salinité, comme nous le montre le tableau suivant:

Prof. en mètres	Croisière de »l'Averroes« (Algéciras)						Croisière du »Thor«			
	St. III	St. IV	St. V	St. VI	St. VII	St.VIII	St. 92	St. 95	St. 98	St. 107
0	36,82	36,93	37,02	36,68	36,89	36,99	36,20	36,20	36,04	36,92
5	36,82	37,02	37,11	..	37,02	36,99	..	..	..	..
10	36,91	37,20	37,11	36,93	37,02	36,99	36,20	36,13	..	36,98
20	..	..	..	36,98	37,38	36,99	..	..	..	..
25	37,23	37,07	37,34	..	..	..	36,18	36,11	36,11	37,61
30	..	..	..	36,98	37,16	37,21	..	..	..	..
40	..	..	..	37,29	37,16	37,21	..	..	..	..
50	37,57	37,59	37,46	37,34	37,34	37,56	36,33	36,18	36,08	37,65
75	37,79	37,59	37,55	37,34	37,50	..	..	36,18	..	38,06
100	37,92	37,73	..	..	37,73	..	36,24	36,06	36,36	38,21
125	..	..	..	..	..	..	..	36,15	..	..
150	37,92	37,77	..	..	37,86	..	..	36,27	37,50	38,30
175	..	..	..	..	..	..	..	36,85	..	..
200	..	37,86	..	..	38,00	..	35,97	37,43	37,61	38,33
225	..	..	..	..	..	..	..	..	37,90	..
250	..	..	..	..	38,07	..	..	..	38,08	..
265	..	..	..	..	..	..	..	37,74	..	..
300	..	38,16	..	..	..	..	35,82	..	38,33	38,39

Les stations de la croisière du »Thor« qui figurent dans le tableau antérieur, et que nous employons comme terme de comparaison, correspondent: la St. 92 au SW. de Cadiz, les Sts. 95 et 98 au détroit de Gibraltar et la St. 107 à la Méditerranée occidentale, entre Cartagène et Oran.

Comme tous les résultats sont d'accord, nous avons pu figurer les courants superficiels dans la baie d'Algéciras, sous la forme signalée dans la Fig. 2.

Les conditions sont différentes dans les côtes méditerranéennes du Maroc espagnol,

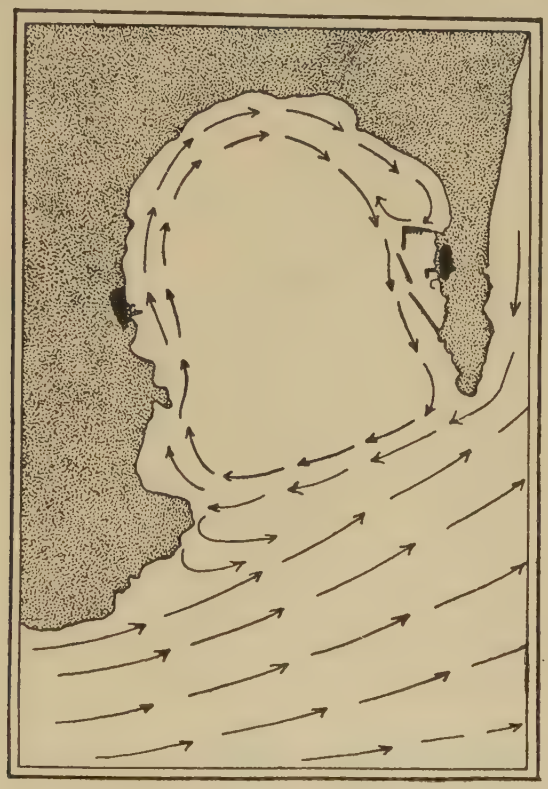


Fig. 2. Courants superficiels de la baie d'Algesiras.

comme nous l'avons déjà signalé. A cause de l'influence de la rotation terrestre, les eaux atlantiques qui pénètrent par le détroit de Gibraltar se dirigent vers sa droite. Mais entre Ceuta et le Cap Tres Forcas, les eaux atlantiques qui marchent directement depuis le premier point vers le deuxième, dévient en arrivant à ce dernier en partie de leur direction primitive pour faire le tour complet et marcher de nouveau au détroit de Gibraltar. Ce circuit, que nous avions cru signaler pour la première fois dans nos travaux, étant donné qu'il ne figure dans aucun des travaux océanographiques que nous avons pu lire, a été décrit avant, d'après Schott[1]) dans le »Méditerranean Pilot« publié par l'Amirauté anglaise en 1913.

[1]) »Die Wasserbewegungen im Gebiete der Gibraltarstrasse«. Journ. du Conseil, Vol. III, No. 2, September 1928.

Nous sommes arrivés à déduire ce courant, simplement par une distribution caractéristique des températures (Fig. 3); nous avons pu aussi constater que son existence était d'accord avec les études sur la biologie du thon accomplies en même temps[1]).

Une coïncidence dans les résultats de toutes les études réalisées existant, nous avons pu figurer les courants dans la Méditerranée voisine du détroit de Gibraltar, sous la forme indiquée dans la Fig. 4.

Les eaux atlantiques superficielles qui pénètrent par le détroit de Gibraltar, et qui, comme nous venons de le voir, suivent les côtes de l'Afrique, changent en partie

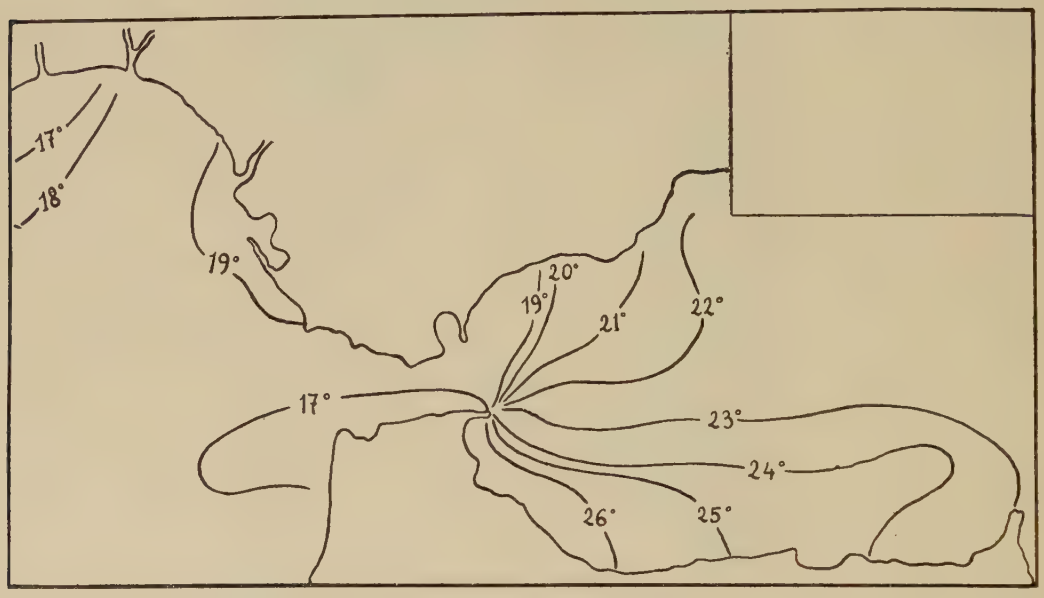


Fig. 3. Températures de surface en Avril—Août 1923 (»Almirante Lobo«).

son caractère en dépassant la ligne qui relie Gibraltar et Ceuta, à cause d'un procès de mélange avec des eaux méditerranéennes. Ce mélange doit avoir lieu par l'action du courant méditerranéen qui suit les côtes du Sud de l'Espagne, et par l'action des eaux qui, depuis le Cap Tres Forcas, retournent vers Ceuta, après avoir subi dans leur chemin un réchauffement et une augmentation de la salinité par effet de l'évaporation active. Ces deux courants doivent, inclinés par les rochers de Gibraltar et Ceuta, mélanger une partie de leurs eaux avec les eaux atlantiques du courant du détroit, et surtout celles provenant du Cap Tres Forcas. Il faut aussi signaler qu'il existe une montée des eaux profondes du détroit qui doit coopérer activement à ce procès de mélange.

L'étude de la dynamique dans le détroit de Gibraltar même offre des difficultés très grandes, mais il est possible de tirer des études que nous avons déjà accomplies

[1]) Fernando de Buen: »Biologia del atún,« Inst. esp. de Oceanografia, Resultados camp. intern., no. 1, Enero 1925.

quelques conséquences et enseignements d'intérêt pour l'étude de la dynamique marine dans les détroits reliant deux mers.

Personne ne discute l'existence d'un courant superficiel atlantique se dirigeant vers la Méditerranée, mais nous ne connaissons que ses traits généraux parce qu'il est profondément modifié par les marées, par les vents, par le profil des côtes, et par d'autres agents encore qui changent son intensité et originent des remous et des tourbillons près des côtes.

Pour connaître l'action des marées, on à commencé une étude préliminaire de leurs caractères, qui sera suivie d'observations systématiques. Les premiers résultats

Fig. 4. Courants de surface dans le détroit de Gibraltar (»Almirante Lobo«).

montrent qu'elles ne sont pas bien connues, car il existe des irrégularités qui modifieront sûrement les idées admises jusqu'à présent.

En ce qui concerne l'influence côtière, on n'a rien fait jusqu'à maintenant. On pourra résoudre cette question avec la réalisation d'expériences avec des modèles réduits, suivies toujours d'une comprobation des résultats dans la réalité.

L'étude du courant profond apparaît plus compliquée, les théories que nous avons exposées comme résultat de nos travaux ayant été l'objet de discussions. Je crois que la description sommaire de mes théories peut offrir un certain intérêt pour l'étude générale des courants à travers les détroits ou il existe une barrière de hauts fonds isolant deux mers; pour ce motif, je ferai une description, très restreinte, des phénomènes constatés jusqu'à maintenant.

Les observations en mer faites dans toutes les croisières modernes montrent très nettement l'existence dans le détroit de Gibraltar d'une ascension des eaux profondes de caractère méditerranéen. Grâce à cette ascension on peut seulement s'expliquer le refroidisement qu'existe dans les couches superficielles, et qui atteint la surface même (Fig. 5), et la montée des eaux profondes plus salées (Fig. 6).

Nous avions constaté antérieurement le même phénomène dans la baie d'Algéciras, et nous avions supposé qu'il doit son origine à l'existence d'une onde profonde méditerranéenne qui approche périodiquement de la surface les eaux plus chaudes et plus salées du fond[1]). L'existence de cette onde profonde, avec caractère semi-diurne prépondérant, a pu aussi être établie dans le détroit même, grâce aux observations faites pendant la croisière du »Dana« (Fig. 7).

Ces ondulations profondes, connues depuis quelques années mais signalées par nous pour la première fois dans la baie d'Algéciras, peuvent être simplement des mouvements oscillatoires verticaux sans transport horizontal des eaux. Mais dans le détroit de Gibraltar il existe en même temps un courant profond permanent d'eaux méditerranéennes, et les deux phénomènes doivent réunir leurs effets et compliquer le problème. Comme résultat, et à cause de la barrière de hauts-fonds du détroit (avec une pente rapide du côté de la Méditerranée), un courant doit s'originer qui, suivant la pente du fond, acquière une direction inclinée, se dirigeant vers la surface. Les eaux méditerranéennes marchent ainsi jusqu'à la surface même, où leur action semble toujours apparente.

Grâce à ce courant incliné, nous ne trouvons pas dans l'Atlantique voisin des eaux ayant un caractère méditerranéen très net, puisque toutes les eaux que l'on a analysées dans la mer d'Espagne ont toujours une salinité inférieure de 37 $^0/_{00}$, et dans la Méditerranée, à une profondeur très restreinte, même à côté du détroit de Gibraltar, les eaux ont toujours une salinité supérieure de 38 $^0/_{00}$. D'autre part, ce phénomène nous explique le fait que l'énorme masse d'eaux atlantiques du courant superficiel change rapidement de caractère en pénétrant dans la Méditerranée. Le courant ascendant du fond, avec ses eaux de haute salinité, doit se mélanger avec le courant atlantique; ce mélange aura lieu parce que les eaux profondes trouveront dans leur montée le courant de surface et seront entrainées en grande partie de nouveau vers l'Est.

Dans le détroit de Gibraltar un procès de mélange d'une intensité extraordinaire aura lieu, constituant une barrière froide et saline qui empêche à un certain nombre d'êtres marins océaniques l'entrée dans la Méditerranée et surtout inversement de cette mer vers l'Atlantique.

Les données sur la salinité semblent nous signaler une pénétration restreinte et même nulle des eaux méditerranéennes dans l'Atlantique, s'opposant ainsi aux mesures directes du courant profond réalisées pendant diverses croisières. Cette opposition peut être expliquée en tenant compte que le courant profond est un courant incliné et que les mesureurs à courants actuels sont construits seulement pour mesurer des courants horizontaux.

Il est donc nécessaire, pour pouvoir être sûr des indications fournies par les appareils enregistreurs, de les modifier et de les adapter à la mesure des courants inclinés.

Nous ne pouvons nier la possibilité de l'existence des courants inclinés étant donné que nous savons qu'il existe même des courants verticaux. Par l'action du relief du fond, les eaux profondes qui marchent dans un sens horizontal doivent dévier vers la

[1]) Rafael de Buen: »Avance al estudio oceanográfico de la bahia de Algeciras« Inst. esp. de Oceanografia, Notas y Resúmenes, serie II, no. 2, Enero 1924.

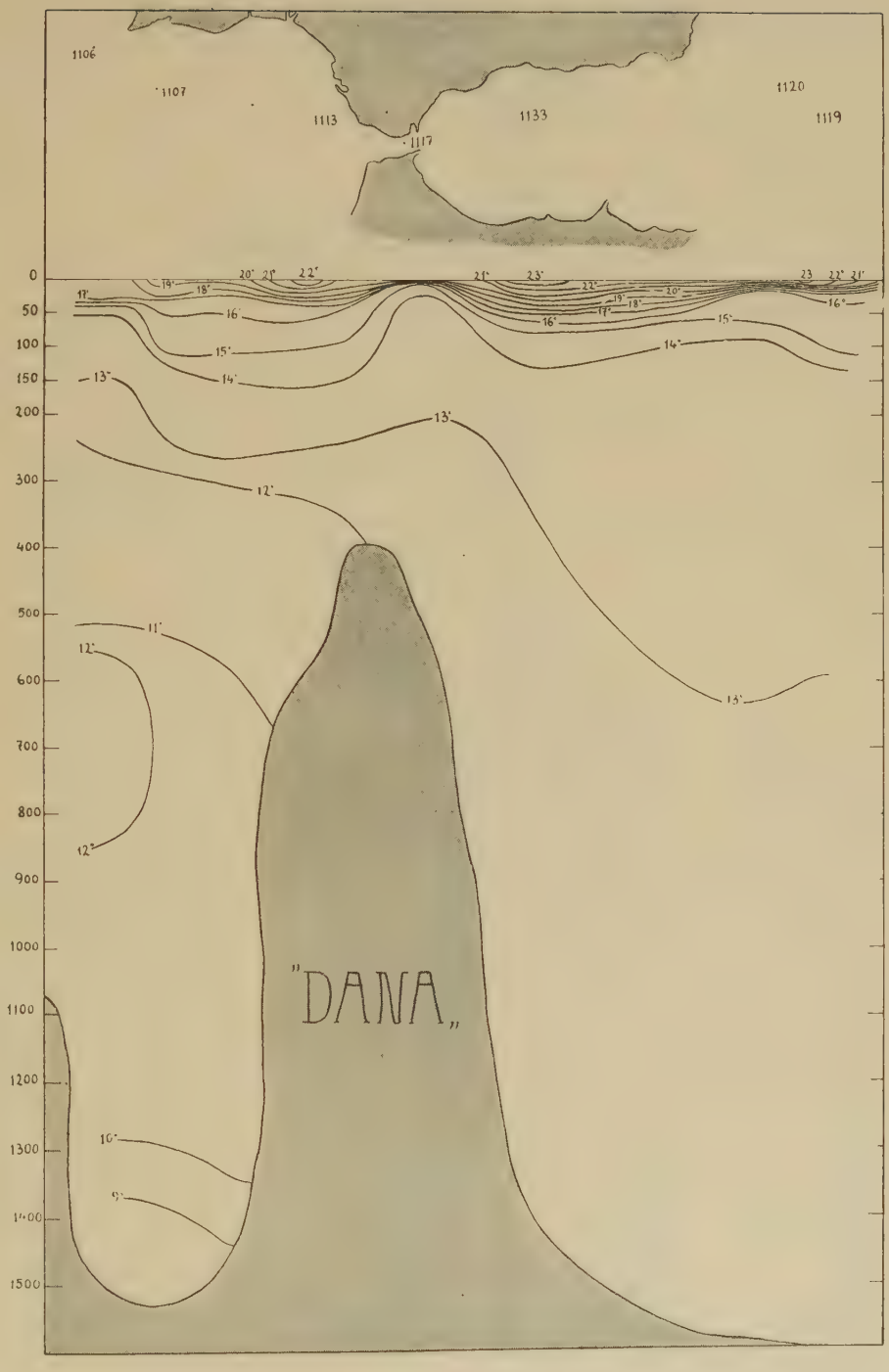


Fig. 5. Détroit de Gibraltar. Stations du »Dana«. Températures.

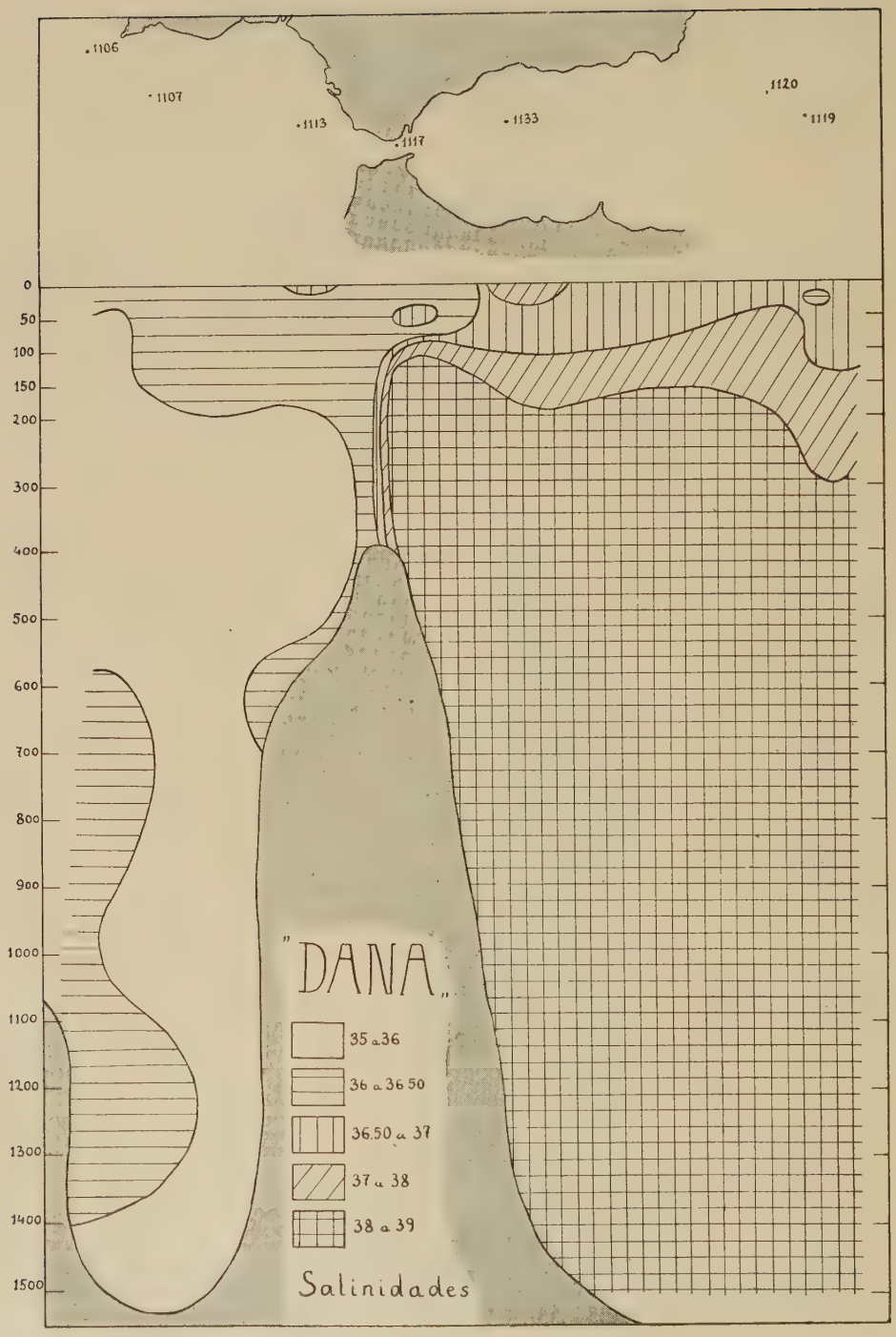


Fig. 6. Détroit de Gibraltar. Stations du »Dana«. Salinités.

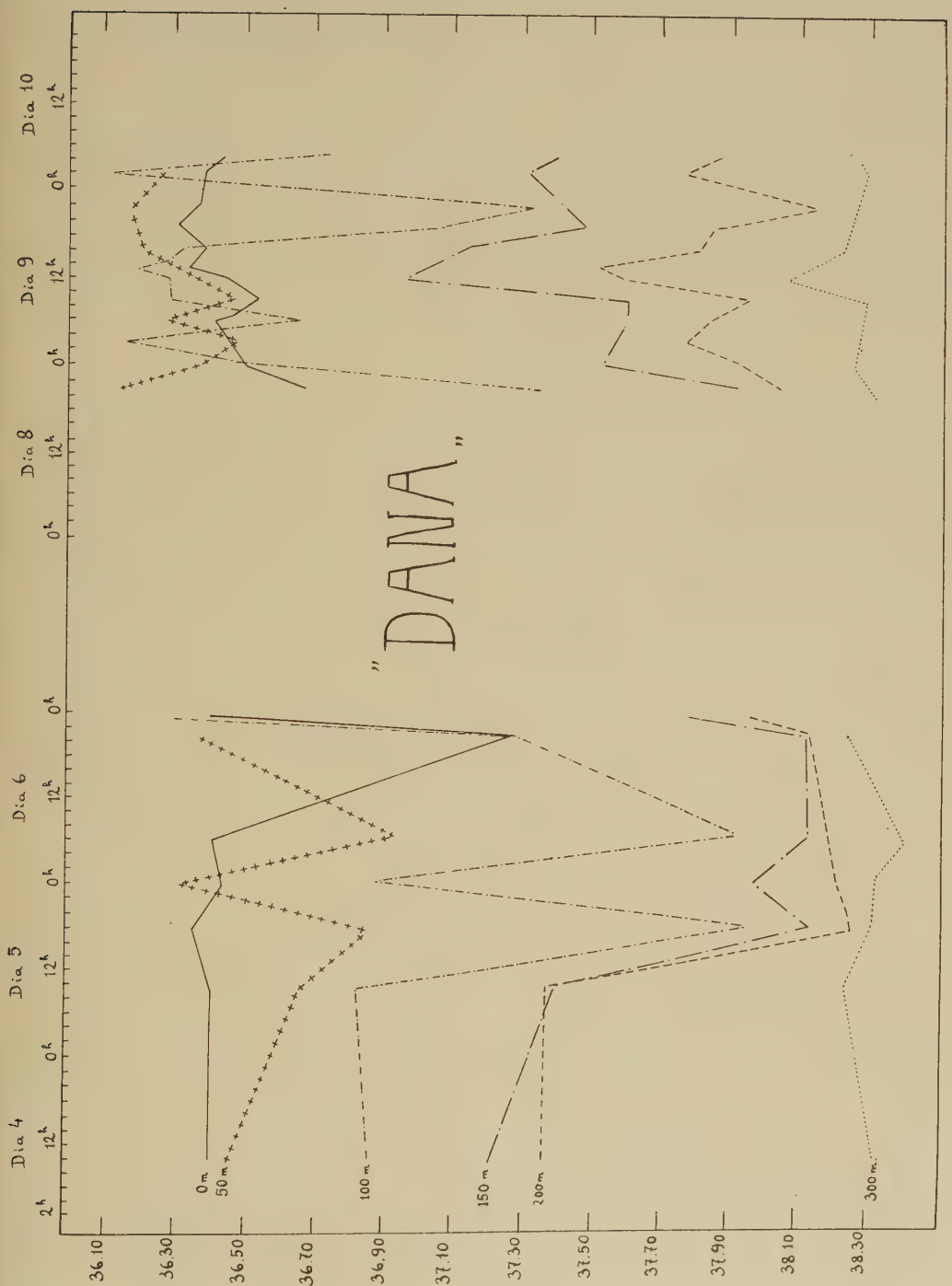


Fig. 7. Croisière du "Dana". Observations dans les St. 1137 et 1138.

surface, de la même façon que les vents changent leur progression horizontale sous l'influence du relief terrestre et s'inclinent plus ou moins vers la verticale. Il ne faut pas oublier dans cette comparaison la grande analogie qui existe entre la dynamique aérienne et la dynamique marine.

Il faut signaler qu'il existe dans la mer d'Espagne une couche profonde d'eaux salées et chaudes supposée, par la plupart des auteurs, d'origine méditerranéenne. Ces eaux ont toujours une salinité inférieure de 37 $^0/_{00}$, et, comme les eaux de la Méditerranée ont constamment plus de 37 $^0/_{00}$, et même plus de 38 $^0/_{00}$ à une profondeur restreinte (même à côté du détroit); on peut assurer que les eaux de la couche profonde de la mer d'Espagne ne sont pas des eaux nettement méditerranéennes, et que le courant profond ne peut donc avoir dans le détroit de Gibraltar l'intensité signalée par les mesures directes.

Je ne veut pas discuter maintenant le problème du détroit, déjà traité dans d'autres publications du Conseil, mais seulement profiter des renseignements acquis pour l'étude générale des courants. Le problème spécial du courant profond du détroit pourra être résolu en cherchant s'il existe un contact entre les eaux de la couche profonde salée et chaude de la mer d'Espagne et celles du détroit de Gibraltar, ou en déterminant le caractère des ondes profondes qui peuvent exister dans la mer d'Espagne.

VI. Ein Beitrag zur Berechnung der Strömungen in einem begrenzten und geschichteten Meere.

Von

E. Palmén.

I. Theoretisches.

Bei der Behandlung der Strömungen in einem begrenzten und geschichteten Meer haben wir es hauptsächlich mit den drei folgenden aperiodischen Stromarten zu tun: die Windströme, die Konvektionsströme und die Staueströme. Jede von diesen Stromarten kann, wenigstens wenn es sich um stationäre Strömungen handelt, theoretisch für sich behandelt werden. Schwieriger ist es aber, eine befriedigende Methode der komplexen Meeresströmungen zu erhalten. Wir können nämlich die verschiedenen Stromtypen meistens nicht ganz gesondert untersuchen, weil eine Art von sehr komplizierter Einwirkung zwischen den Windströmen, den Konvektionsströmen und den Staueströmen vorhanden sein muss. Es ist nämlich zu beachten, dass ein Strom, der zuerst ein reiner Windstrom ist, in einem begrenzten und horizontalgeschichteten Meeresgebiet sowohl eine Veränderung der Schichtung wie auch eine Neigung der Wasseroberfläche hervorrufen muss. Somit entwickelt sich in kurzer Zeit sowohl eine Konvektionsströmung wie auch eine Staueströmung, die beide vom Windstrom primär verursacht sind. Im folgenden werden wir diese Vorgänge zuerst rein schematisch betrachten.

Eine Lösung des Windstromproblemes (im stationären Falle) für homogenes Wasser gibt die bekannte Stromtheorie von Ekman. Unter gewissen Bedingungen hat die Ekman'sche Methode auch für horizontalgeschichtetes Wasser Gültigkeit. Durch verschiedenartige Approximationen ist es auch möglich, mehr komplizierte Strömungstypen zu behandeln[1]). Eine der grössten Schwierigkeiten bei der Behandlung der Strömungen eines begrenzten Meeres liegt darin, dass die Schichtungsart im wesentlichen durch die vom Winde verursachte Strömung beeinflusst wird. Die einfache mathematische Lösung des Problems verliert hiermit auch ihre Bedeutung.

Um das oben Gesagte näher zu beleuchten, setzen wir folgenden Fall voraus. Über einem geschichteten Meer, das wir zunächst als unbegrenzt ansehen können, herrscht zuerst Windstille. Wenn weiter keine Konvektionsströmungen vorhanden sind, so verlaufen die isopyknischen Flächen ganz horizontal. Wir wollen uns weiter denken, dass

[1]) Siehe z. B. V. W. Ekman: A Survey of some Theoretical Investigations on Ocean-Currents. Journal du Conseil, Vol. III, Nr. 3.

die Isopyknen hauptsächlich in einer Sprungschicht zwischen dem leichten Oberflächenwasser und dem schweren Tiefenwasser konzentriert sind. Diese Sprungschicht können wir vorläufig als eine scharfe Grenzfläche behandeln, die somit horizontal liegt. Bei beginnendem Wind wird zuerst das Oberflächenwasser in der Windrichtung in Bewegung gesetzt. Auf diese Bewegung des Oberflächenwassers wirkt nun die ablenkende Kraft der Erdrotation und die innere (virtuelle) Reibung des Wassers. Die ablenkende Kraft bewirkt eine Ablenkung des Oberflächenstromes nach rechts von der Windrichtung, die Reibung eine Fortpflanzung des Strömungszustandes abwärts durch die Wassermasse. An der Grenzfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser, wo die virtuelle innere Reibung am kleinsten ist, entsteht ein Sprung in der Wasserbewegung. Wir erhalten hier ein ausgeprägtes Übereinandergleiten der verschiedenen Wasserschichten.

Wir untersuchen nun die Wasserbewegung in der Umgebung der Grenzfläche. Unter der allgemeinen Voraussetzung einer schiefen Grenzfläche mit dem Neigungswinkel ψ können die Beschleunigungen an der Grenzfläche nach folgenden von J. Bjerknes für atmosphärische Fronten aufgestellten Gleichungen berechnet werden:[1])

$$(1) \qquad \begin{cases} \varrho \dfrac{du}{dt} - \varrho' \dfrac{du'}{dt} = 2\omega \sin\varphi\,(\varrho v - \varrho' v') - g\,(\varrho - \varrho')\,tg\,\psi \\ \varrho \dfrac{dv}{dt} - \varrho' \dfrac{dv'}{dt} = -2\omega \sin\varphi\,(\varrho u - \varrho' u'). \end{cases}$$

Hier bedeuten u und v die X- und Y-Komponenten der Geschwindigkeit des Oberflächenwassers und u', v' dieselben Komponenten im Tiefenwasser. Weiter bezeichnen ϱ und ϱ' die Dichte, ω die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ die geographische Breite und g die Schwerebeschleunigung. Das Koordinatensystem ist so gewählt, dass die Y-Achse parallel zur Schnittlinie der Grenzfläche mit einer Horizontalebene fällt.

Diese Gleichungen von Bjerknes ermöglichen eine Berechnung der relativen Beschleunigungen, wenn die Geschwindigkeiten, die Dichten und die Neigung der Grenzfläche bekannt sind. Liegt die Grenzfläche horizontal, so verschwindet die Beschleunigung nur, falls die Strömungsgeschwindigkeit (oder exakter die Bewegungsgrösse) beiderseits der Grenzfläche dieselbe ist. Ist die Geschwindigkeit dagegen verschieden, so treten Beschleunigungen auf, welche danach streben, eine zu den Strömungen korrespondierende Wasserschichtung zu verursachen. Die Einwirkung dieser Beschleunigungen auf die Wasserschichtung wollen wir nun näher untersuchen.

Um die wirkliche Bedeutung dieser Gleichungen für eine Grenzfläche zu verstehen, ist folgendes zu beachten. In einem begrenzten Meere treten Stauungen nicht nur in der Stromrichtung sondern auch senkrecht nach rechts von der Stromrichtung auf. Diese letztere Stauung ist eine direkte Folgeerscheinung der Erdrotation. In jedem Niveau hat man somit eine Druckkomponente senkrecht zur Stromrichtung. Diese Komponente des Druckgradienten ist in jedem Niveau nur dann die gleiche, wenn die Dichtigkeits-

[1]) J. Bjerknes: Diagnostic and Prognostic Application of Mountain Observations. Geof. Publ. Vol. III, Nr. 6, Kristiania 1924. Vgl. auch hier die beschränkte Gültigkeit der Gleichungen.

flächen horizontal verlaufen. Im stationären Falle bedingt dies eine unveränderte Strömung in den verschiedenen Tiefen (natürlich nur wenn die Reibung nicht beachtet wird). Tritt nun aber eine Stauung auch in der Strömungsrichtung auf, so muss diese Stauung einen Gegendruck auf die Wasserbewegung ausüben. In der Oberfläche geht der Strom jedoch wegen des Winddruckes in der früheren Richtung weiter (allerdings im grossen gesehen), aber in den tieferen Schichten, besonders unter der Sprungschicht, verursacht der Staudruck allmählich eine fast entgegengesetzte Wasserbewegung. Wir erhalten somit, schematisch gesehen, eine Art von Zirkulation in der Vertikalebene mit der schärfsten Geschwindigkeitsänderung innerhalb der Sprungschicht.

Die Sprungschicht wird somit auch die Grenze zweier verschiedener, fast horizontaler Strömungen. Im Oberflächenwasser bewirkt der Wind einen fast unveränderten Strom in einer bestimmten Richtung (bei unverändertem Wind); im Tiefenwasser ruft die Stauung eine Reaktions- oder Gegenströmung hervor. In der Grenzschicht zwischen diesen zwei Strömungen müssen nun nach der Gleichung (1) Beschleunigungen quer zur Stromrichtung auftreten. Blickt man in die Richtung des Oberflächenstromes, so wird das Oberflächenwasser nach rechts getrieben, das Tiefenwasser nach links. Die Beschleunigungen verschwinden, wenn durch die Querzirkulation eine solche Wasserschichtung verursacht worden ist, dass die Sprungschicht eine den Strömungsgeschwindigkeiten entsprechende Neigung erhalten hat. Es ist wahrscheinlich, dass die Grenzschicht hierbei abnehmenden Schwingungen unterworfen ist. Wir finden in dieser Weise, dass die vom Wind getriebenen Strömungen in einem begrenzten und ursprünglich horizontal geschichteten Meer ein Solenoidfeld hervorrufen müssen, welches den Strömungen in verschiedenen Tiefen genau so entspricht, wie bei wahren Konvektionsströmungen, welche durch diese Solenoide verursacht wären. Die kombinierten Strömungen in einem begrenzten Meer, welche ursprünglich vom Winde verursacht sind, lassen sich somit in ihren Wirkungen in bezug auf das Solenoidfeld des Meeres untersuchen und berechnen.

Dieses Ergebnis kann man mit Hilfe der Gleichungen (1) für eine Grenzfläche ableiten. Unter kleinen Modifikationen hat dieselbe Ableitung auch für stetige Dichteverteilung Gültigkeit. In diesem Falle können wir die Beschleunigungsgleichungen in folgender Form schreiben (vgl. J. Bjerknes loc. cit.):

$$(2)\qquad \begin{cases} \dfrac{\partial(\varrho \dot{u})}{\partial x} = 2\omega \sin\varphi \dfrac{\partial(\varrho v)}{\partial x} - g\dfrac{\partial \varrho}{\partial x} tg\,\psi \\ \dfrac{\partial(\varrho \dot{v})}{\partial x} = -2\omega \sin\varphi \dfrac{\partial(\varrho u)}{\partial x}. \end{cases}$$

Zunächst muss jedoch hervorgehoben werden, dass das Gesagte natürlich nur für solche Meeresgebiete gilt, wo der Windstrom und der Staustrom einen so regelmässigen Verlauf haben, dass wir überhaupt im Stande sind *a priori* eine einfache Deutung des Strömungssystemes zu geben. Weiter ist zu bemerken, dass auch in einem praktisch gesehen unbegrenzten Meer ähnliche Betrachtungen möglich sind unter der Voraus-

setzung verschiedenartiger Windverhältnisse in verschiedenen Teilen des Meeres. In Gebieten mit verschiedenartigen Windverhältnissen entstehen ganz wie an den Küsten eines begrenzten Meeres Stauungserscheinungen. Als Beispiel eines solchen Gebietes können wir das Sargassomeer nennen.

II. Spezielle Behandlung.

Im folgenden werde ich versuchen, für ein spezielles Meeresgebiet das früher Gesagte zu beleuchten. Ich habe in dieser Absicht den Finnischen Meerbusen gewählt, der in mancher Hinsicht für diesen Zweck sehr geeignet ist. Die Form des Finnischen Meerbusens bewirkt nämlich einen ungewöhnlich regelmässigen Verlauf der verschiedenen Strömungen. Man kann annehmen, dass hier (besonders in den westlichen Teilen) die ein- oder auswärtsgerichteten Strömungen genügend stark dominieren, um eine quantitative Behandlung des Problemes zu ermöglichen. Weiter ist die Schichtung hier, speziell in den Sommermonaten, besonders ausgeprägt.

Die Zirkulation in einem Längsschnitt des Finnischen Meerbusens ist im grossen gesehen vom Winde bedingt. Bei Winden mit östlicher Komponente beobachtet man gewöhnlich Ausströmung im Oberflächenwasser und Einströmung im Tiefenwasser. Bei westlichen Winden findet eine entgegengesetzte Zirkulation statt, mit Einströmung im Oberflächenwasser und Ausströmung im Tiefenwasser. Nach dem früher Gesagten ist diese Strömung hauptsächlich die Resultante eines Windstromes und eines Staustromes. Nach der theoretischen Erwägung treten infolge dieser Strömung in den Querschnitten Beschleunigungen auf, welche in jedem Querschnitt eine schiefe Stellung der Isopyknen verursachen. Fig. 1 zeigt die Isopyknen (oder richtiger die σ_t-Kurven) beim Ostwindtypus und beim Westwindtypus. Die ausgezogenen Linien gelten für den Ostwindtypus, die gestrichelten Linien für den Westwindtypus. Im ersten Falle hat man im Oberflächenwasser Ausströmung und Stauung gegen die Küste Finnlands, im letzten Falle dagegen Einströmung und Stauung gegen die Küste Estlands. Die zwei Typen sind unter Benutzung der Beobachtungen während der Terminfahrten des Instituts für Meeresforschung gezeichnet (der Ostwindtypus aus Beobachtungen am 8. Juli 1925, der Westwindtypus am 17. Juli 1928, beide im Querschnitt Äransgrund—Kokskär).

Diese Erwägung zeigt, dass die Stromveränderung mit der Tiefe genau der Dichteverteilung entsprechen muss, ganz wie nach der gewöhnlichen Theorie für die Konvektionsströme. Der einzige Unterschied besteht darin, dass in unserem Falle nicht das Solenoidfeld, sondern die Strömung primär ist. Die kombinierte Wirkung des Windstromes und des Staustromes auf die Dichteverteilung kann somit dazu dienen, in der gewöhnlichen Weise die wirklichen Ströme zu berechnen (unter Voraussetzung von angenähert stationären Verhältnissen). Für die Berechnung der Stromveränderung mit der Tiefe können wir uns der Gleichung entweder in Differential- oder in Integralform bedienen. In Differentialform können wir für unseren Zweck die Beziehung in folgender vereinfachter Form schreiben[1]):

[1]) Vgl. E. Palmén: Journal du Conseil, 1926, Vol. I, No. 4, S. 329. Gl. (3) folgt ohne weiteres aus Gl. (2), wenn man beachtet, dass $\frac{\partial(\varrho u)}{\partial x} = \frac{\partial(\varrho v)}{\partial x} = 0$ und $\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z}\, tg\,\psi$. Weiter ist das Koordinatensystem so orientiert, dass die positive Z-Achse vertikal nach unten fällt.

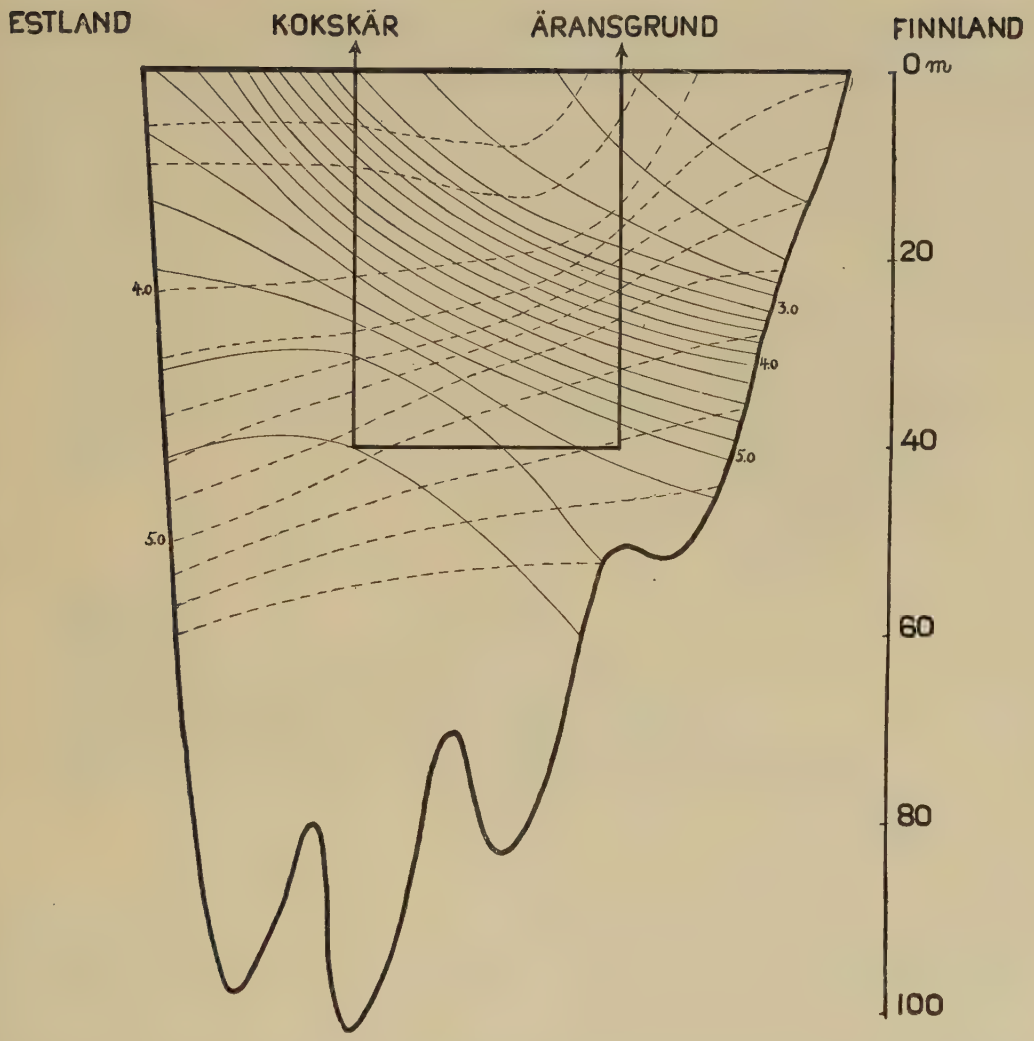


Fig. 1. Der Ostwind- und der Westwindtypus der Schichtung. (σ_t-Kurven im Querschnitt Äransgrund-Kokskär).

(3) $$\frac{\partial(\varrho v)}{\partial z} = -\frac{g}{2\omega \sin\varphi}\frac{\partial \varrho}{\partial z} tg\,\psi. \qquad \left(\frac{\partial(\varrho v)}{\partial z} \sim \frac{\partial v}{\partial z}\right).$$

Diese Gleichung besagt, dass die Stromveränderung mit der Tiefe proportional der Dichteveränderung und der Neigung der Isopyknen ist. Wenn gute und vollständige Beobachtungen für einen Querschnitt vorliegen, ist diese Formel gut verwendbar, wenn die Beobachtungen dagegen nicht so vollständig sind, dass wir die einzelnen isopyknischen Flächen verfolgen können, ist es vorteilhafter, die gewöhnliche Integralform zu verwenden, z.B. in der Form

(4) $$V_1 - V_2 = \frac{1}{2\omega L \sin\varphi}\left[\left(\int_{p_1}^{p_2}\sigma dp\right)_A - \left(\int_{p_1}^{p_2}\sigma dp\right)_B\right].$$

Hier bezeichnen V_1 und V_2 die Geschwindigkeiten in zwei verschiedenen Tiefen in dem betrachteten Querschnitt, p_1 und p_2 den Druck in denselben Tiefen und σ das spezifische Volumen. Weiter bedeutet L den Abstand zwischen den zwei Beobachtungspunkten A und B des Querschnittes. Ein bequemes Verfahren für die Berechnung dieser Integrale haben J. W. Sandström und B. Helland-Hansen gegeben[1]).

Nach unseren Voraussetzungen ist nun die Stromveränderung mit der Tiefe proportional der Anzahl der Solenoide im Querschnitt zwischen den Tiefen mit dem Druck p_1 und dem Druck p_2, wobei die Solenoidzahl durch die Differenz der zwei Integrale in Gl. (4) definiert ist. Die Problemstellung ist somit klar. Wir können zuerst eine

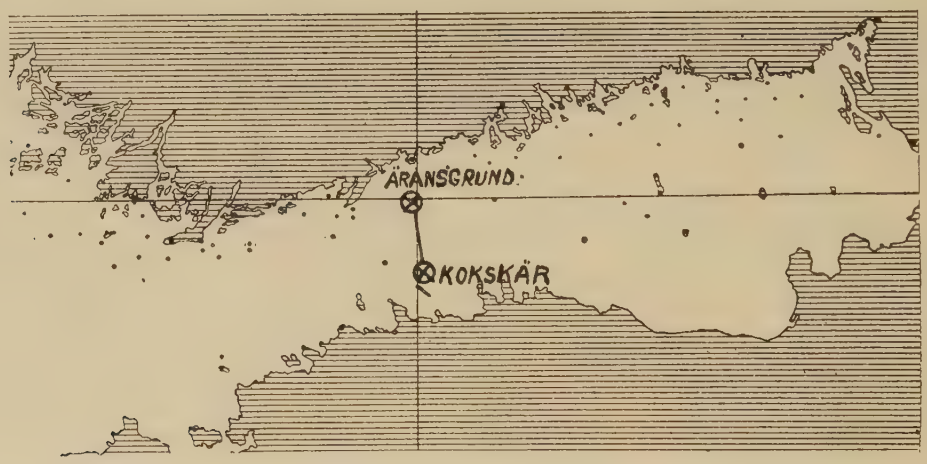


Fig. 2. Der Querschnitt Äransgrund-Kokskär im Finnischen Meerbusen.

empirische Beziehung zwischen Wind und Oberflächenstrom ableiten und dann auch die Stromgeschwindigkeit in tieferen Schichten nur mit Hilfe von Dichtebeobachtungen in einem oder mehreren Querschnitten berechnen. Die richtige Deutung der Erscheinungen ist darum auch ziemlich einfach, weil mit Ausnahme der jedenfalls sehr kleinen normalen Konvektionsströmungen (verursacht von der Wasserzufuhr) und der ebenfalls sehr kleinen Gezeitenschwingungen in den Baltischen Meeren die Strömungen hauptsächlich durch die Windverhältnisse bedingt sind.

Als Querschnitt habe ich den Schnitt zwischen dem Feuerschiff Äransgrund ausserhalb der Küste Finnlands und dem Leuchtturm Kokskär ausserhalb der Küste Estlands gewählt (vgl. Fig. 1 und 2). Hier stehen ziemlich vollständige Beobachtungsserien aus verschiedenen Jahren zur Verfügung[2]). Die Beobachtungen bei Äransgrund gehen jedoch nicht tiefer als 40 m. Wir müssen somit die systematische Untersuchung auf die oberen Schichten bis zu dieser Tiefe beschränken. Für diesen Querschnitt begrenzt

[1]) J. W. Sandström und B. Helland-Hansen: Über die Berechnung von Meeresströmungen. Report on Norwegian Fishery- and Marine-Investigations, Vol. II, Nr. 4.

[2]) Die estländischen Beobachtungen von den Jahren 1923—28 hat Dr. K. Frisch, Dorpat, bereitwillig zu meiner Verfügung gestellt, wofür ich hier meinen besten Dank ausspreche.

durch die Horizontalen 0 und 40 m und die Vertikalen bei Äransgrund und Kokskär berechnen wir die Solenoidzahl, definiert wie in der früher erwähnten Arbeit von Sandström und Helland-Hansen. Nach unseren Voraussetzungen bedeutet ein positives Vorzeichen eine Stauung des leichteren Oberflächenwassers gegen die Küste Finnlands, ein negatives Vorzeichen dagegen eine Anhäufung gegen die Küste Estlands. Ebenso berechnen wir den resultierenden Wind in demselben Gebiet während der 3 vorhergehenden Tage, um die Einwirkung des Windes auf das Solenoidfeld zu ermitteln. Nur Fälle mit genügender Windstabilität sind verwertet.

Aus 33 verschiedenen Beobachtungsserien, die für unseren Zweck verwendbar waren, erhielten wir folgende Werte für die Solenoidzahl bei verschiedener Windrichtung:

Tab. 1. Anzahl der cgs-Solenoide bei verschiedener Windrichtung.

Wind	Solenoidzahl	Beobachtungen
N	..	Keine Beob.
NNE	+ 2460	1
NE	+ 2370	2
ENE	+ 2913	2
E	+ 2769	5
ESE	+ 2165	1
SE	+ 1286	4
SSE	..	Keine Beob.
S	+ 1265	1
SSW	— 1958	2
SW	— 1371	3
WSW	— 1376	5
W	— 2386	4
WNW	— 3355	2
NW	..	Keine Beob.
NNW	— 310	1

Die Verteilung der Solenoide im Querschnitt (Fig. 1) bei verschiedenen Winden geht graphisch aus Fig. 3 hervor. Hier ist als Abszisse die Windrichtung und als Ordinate die Solenoidzahl gewählt. Wir erhalten, wie ersichtlich, eine sehr deutliche Beziehung zwischen Wind und Solenoidverteilung. Diese empirisch erhaltene Verteilung der Solenoide entspricht sehr gut der theoretisch erwarteten. Wir sehen, wie das Oberflächenwasser bei Ausströmung, die von den Windverhältnissen verursacht ist, gegen Finnland, bei Einströmung gegen Estland getrieben wird, und zwar auch bei Landwinden, was zuerst etwas überraschend wirken kann.

Durch ein einfaches Ausgleichungsverfahren erhalten wir aus diesen ursprünglichen Werten folgende Solenoidzahlen für die acht verschiedenen Windrichtungen N, NE, E u. s. w.:

Tab. 2. Ausgeglichene Werte der Solenoidzahlen.

Wind	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Solenoidzahl	+1075	+2580	+2615	+1575	+190	—1570	—2370	—1835

Mit Hilfe dieser Zahlen kann man nun die Abnahme der Stromgeschwindigkeit mit der Tiefe zwischen 0 und 40 m nach den gewöhnlichen Formeln für Konvektionsströme berechnen. Für $\varphi = 59°50'$ und $\omega = 7{,}29.\ 10^{-5}\ \text{sek}^{-1}$ erhalten wir nach Gl. (4):

Tab. 3. Die Stromänderung pro 40 m Tiefe (cm/sek).

Wind	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Stromänderung	—3,2	—7,7	—7,8	—4,7	—0,6	+4,7	+7,1	+5,5

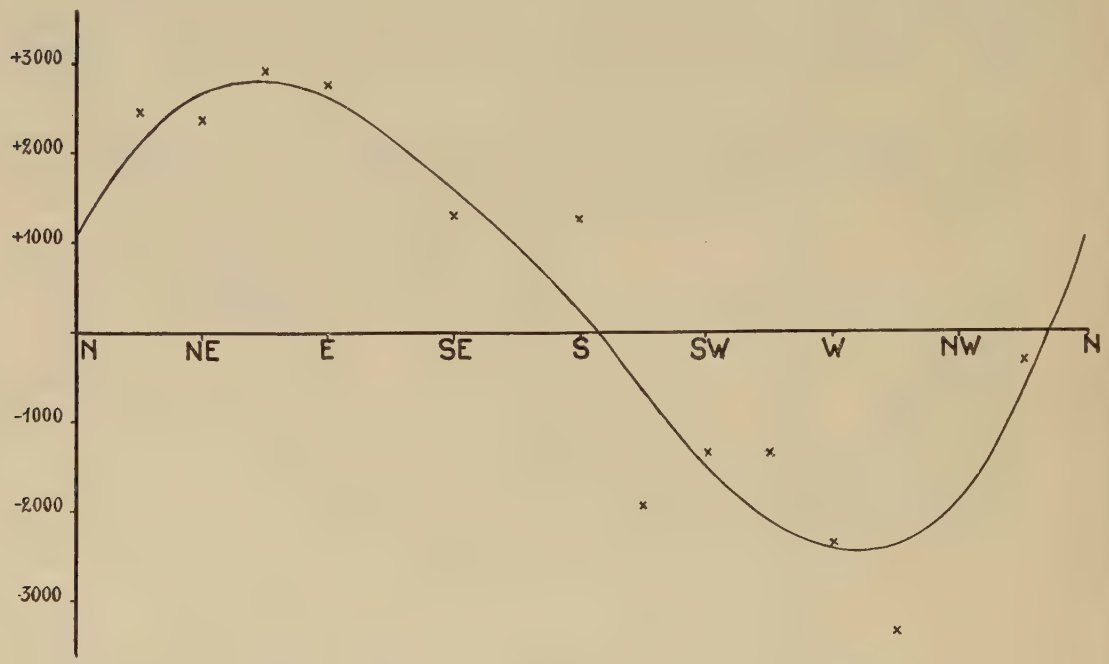


Fig. 3. Anzahl der Solenoide bei verschiedenem Wind.

In dieser Tabelle ist das Vorzeichen so gewählt, dass auswärtsgehender Strom positiv, einwärtsgehender Strom dagegen negativ bezeichnet ist. Man kann in dieser Weise durch ein indirektes Verfahren die Strömungen bei verschiedenem Wind in verschiedener Tiefe berechnen. Mit einem grösseren Material könnte man natürlich in derselben Weise auch die Beziehungen zwischen Stromveränderung mit der Tiefe und Windgeschwindigkeit bei verschiedener Richtung bestimmen.

Für die Stromverhältnisse im Oberflächenwasser liegt ein sehr grosses Material vom Feuerschiff Äransgrund vor. Aus diesem habe ich den resultierenden Oberflächenstrom für die verschiedenen Windrichtungen berechnet. Einige von diesen Resultaten sind in der Tabelle 4 zusammengestellt.

Tab. 4. Wind und Oberflächenstrom (Äransgrund).

Wind	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Strom (cm/sek)	7,4	9,9	9,9	6,3	4,9	5,4	4,8	4,5
Ablenkung	+45°	+36°	+13°	—2°	+6°	+17°	+22°	+46°

Ein positives Vorzeichen in dieser Tabelle bedeutet eine Ablenkung des Stromes von der Windrichtung nach rechts. Die Tabelle zeigt die deutliche Einwirkung der Küstenrichtung auf die Strömungen. Auch die grössere Tendenz zur Ausströmung im Oberflächenwasser (bedingt durch die normale Wasserumsetzung) tritt sehr deutlich hervor. Auf diese Asymmetrie können wir aber in diesem Zusammenhang nicht näher eingehen.

Unter Beachtung sowohl der Geschwindigkeit wie der Ablenkung von der Windrichtung berechnen wir weiter die in der Tabelle 5 enthaltenen Werte des einwärtsgehenden und auswärtsgehenden Stromes bei verschiedenem Wind. Ein positives Vorzeichen bedeutet wieder ausgehenden Strom, ein negatives Vorzeichen Einströmung. Zu beachten ist jedoch, dass diese Werte aus Beobachtungen abgeleitet worden sind, die nicht gleichzeitig mit den Beobachtungen für Berechnung der Solenoidzahlen sind.

Tab. 5. Ausgehende Strömung bei verschiedenem Wind.

Wind	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Strom	+6,1	+9,9	+9,1	+3,8	−1,4	−5,1	−4,1	+0,9

Wir wollen nun besonders die Windrichtungen NE, E, SW und W betrachten, welche typisch für ausgehenden oder einwärtsgerichteten Strom sind. Die übrigen Richtungen können natürlich nicht in demselben Grade beachtet werden, da sie beinahe quer zur Längsrichtung des Finnischen Meerbusens verlaufen. Für die betrachteten Windrichtungen lässt sich dann, mit Beachtung der obigen Reservation, die absolute Stromgeschwindigkeit in verschiedenen Tiefen nach den angeführten Formeln berechnen; somit können wir u. a. auch die Tiefe bestimmen, in der die Stromgeschwindigkeit durchschnittlich 0 wird. Wir erhalten hierbei die in folgender Tabelle angegebenen Werte für diese Tiefe des Nullstromes:

Tab. 6. Tiefe der Richtungsänderung des Stromes.

Wind	NE	E	SW	W
Tiefe (m)	51	47	43	23

Als Mittel für den auswärtsgehenden Strom erhalten wir somit *49 m* Tiefe und für den einwärtsgehenden Strom *33 m*. Diese Zahlen geben die durchschnittliche Tiefe der Oberflächenströmung an. Es ist auf Grund der Fig. 1 auch zu erwarten, dass die Tiefe des Nullstromes bei westlichen Winden kleiner als bei östlichen Winden ist, da ja das Feuerschiff Äransgrund an der finnländischen Küste liegt[1]).

Diese Werte für die Tiefe des Nullstromes entsprechen vollkommen dem, was man auf Grund von Erfahrungen erwarten kann. Die Tiefe der eigentlichen Sprungschicht zwischen Oberflächen und Tiefenwasser liegt wohl meistens etwas höher als die Fläche des Nullstromes, was auch theoretisch zu erwarten ist, da die Geschwindigkeit des Tiefen-

[1]) Die Tiefe des Nullstromes bei SW-Wind ist wahrscheinlich stark von den im Sommer gewöhnlichen, lokalen Seewinden beeinflusst. Durch eine Ausmusterung dieser Fälle mit mehr lokalem Wind, der nicht in der Nacht weht, hätte man sicherlich eine geringere Tiefe des Nullstromes erhalten.

stromes wahrscheinlich geringer ist als die Geschwindigkeit der Oberflächenströmung. Beachtet man weiter, dass die Reibung ganz ausser Betracht gelassen ist, so muss die Übereinstimmung zwischen Theorie und Erfahrung als sehr gut bezeichnet werden.

Wir haben nun noch die Beziehung der Stromgeschwindigkeit zur Windstärke zu betrachten. Für das Feuerschiff Äransgrund erhält man die in Tab. 7 angegebene mittlere Beziehung zwischen Stromgeschwindigkeit (in cm pro Sekunde) und Windstärke (in Beaufort geschätzt). Zum Vergleich habe ich die entsprechenden Werte für das Feuerschiff Nahkiainen im Bottnischen Meerbusen (Position: 64°36′ N, 23°51′ E) zusammengestellt. Wie die Tabelle zeigt, sind die Abweichungen zwischen den einzelnen Mittelwerten für Äransgrund und Nahkiainen nicht gross, mit Ausnahme von dem mittleren resultierenden Strom bei Windstille. Für beide Feuerschiffe erhält man eine annähernd identische Beziehung zwischen Stromgeschwindigkeit und Windstärke, besonders wenn man beachtet, dass die Windstärke bei Äransgrund wahrscheinlich etwas zu hoch geschätzt ist, wie eine statistische Untersuchung gezeigt hat.

Tab. 7. Windstärke und Stromgeschwindigkeit.

Wind	Result. Strom (cm/sek)		Result. Strom
Beauf.	Äransgrund	Nahkiainen	Mittel
0	2,6	0,7	1,7
1	3,1	2,0	2,6
2	4,1	2,9	3,5
3	6,0	4,4	5,2
4	7,5	6,0	6,8
5	9,0	8,1	8,6
6	9,8	10,0	9,9
7	11,6	10,7	11,2
8	13,3	13,2	13,3
9	14,7	14,3	14,5
10	16,2	16,9	16,6

Aus den Werten der obigen Tabelle lässt sich eine Beziehung zwischen Strom und Wind von folgender quadratischer Form ableiten:

$$V = a + bv^2, \tag{5}$$

wo a und b empirische Konstanten sind, und v die Windstärke in Beaufort bedeutet. Wollen wir aber von Beaufort zu m/sek. gelangen, so begegnen wir manchen Schwierigkeiten. Benutzen wir die gewöhnlichen Reduktionszahlen, so erhalten wir als Resultat, dass die Stromgeschwindigkeit ungefähr der Quadratwurzel der Windgeschwindigkeit proportional ist. Nehmen wir dagegen an, dass die höheren Windstärken zu hoch geschätzt sind, was sehr wahrscheinlich ist, so kann man auch gut eine lineare Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Stromgeschwindigkeit annehmen. Unter Berücksichtigung der wahrscheinlichen Überschätzung der Windstärke erscheint es mir sehr wahrscheinlich, dass man aus den Werten der Tabelle 7 eher eine lineare Beziehung ablesen kann. Es ist jedoch zu beachten, dass das Problem ziemlich unbestimmt ist, wenn man keine wohl definierte Niveaufläche für die entsprechenden Windmessungen angeben kann.

Schliesslich noch einige Worte über den Staustrom. Untersucht man die Oberflächenströmung im Finnischen Meerbusen bei verschiedener Neigung der Wasseroberfläche, so findet man, dass der Strom mit einer Komponente gegen die steigende Wasserhöhe fliesst. Bei westlichem Wind und Strom steht die Wasseroberfläche höher im Osten, bei östlichem Wind und Strom dagegen höher im Westen. Die Neigung der Wasseroberfläche ist annähernd proportional der Stromgeschwindigkeit. Hieraus kann man weiter schliessen, dass der Tiefenstrom, als Reaktions- oder Staustrom betrachtet, auch proportional dem Oberflächenstrom sein muss. Auf Grund dieser Erwägungen ist es somit auch möglich, den Tiefenstrom zu schätzen und zu unserer früheren Darstellung in Beziehung zu bringen. Ich erinnere in diesem Zusammenhang an die von R. Witting zuerst aufgestellte Beziehung zwischen der Neigung der Wasseroberfläche und der vom Winde verursachten Oberflächenströmung[1]). Die Deutung der Witting'schen Resultate, die für das ganze Baltische Meer gelten, ist wahrscheinlich hauptsächlich in den Kompensationsströmungen der Tiefenschichten zu suchen.

Nachtrag.

Es ist nicht leicht zu entscheiden, in welchem Grade die oben für einen Spezialfall durchgeführte Methode der Berechnung der vom Winde primär verursachten Meeresströmungen verallgemeinert werden kann. Für Meeresgebiete, die keine ausgeprägte Kanalform wie der Finnische Meerbusen haben, sind die Verhältnisse sicherlich mehr verwickelt. Auch für solche Meeresgebiete muss man jedoch eine Einwirkung des Windstromes auf das Solenoidfeld des Meeres annehmen, und zwar so, dass der Einfluss der Erdrotation von entscheidender Bedeutung wird. Man kann vielleicht ganz qualitativ die Einwirkung der vom Winde verursachten Strömungen auf die Schichtung des Wassers beurteilen, aber für quantitative Berechnungen ist es wohl notwendig, verschiedene Meerestypen einer ganz individuellen Untersuchung zu unterwerfen. Sehr wichtig ist es, hierbei zu entscheiden, ob das im Meere beobachtete Solenoidfeld primär vorhanden ist, oder ob es nur als eine Folgeerscheinung der Strömungen zu betrachten ist.

Summary.

In the preceding pages I have discussed first in general the effect which currents, primarily caused by the wind, have on the density layering within an enclosed sea. In dealing with this subject, one has to take into account the conditions of equilibrium of the boundary strata between the surface-current caused by the influence of the wind and the deep-current caused by the damming up; when this is done, such currents can be dealt with approximately as stationary currents. In this manner one can prove that a fixed inclination of the isosteric surfaces, or in other words a definite field of solenoids corresponds to a given wind and a chain of currents caused thereby. Inversely, by the

[1]) Vgl. R. Witting: Havsytan, Geoidytan och Landhöjningen utmed Baltiska havet och vid Nordsjön. Fennia 39, Nr. 5, Helsingfors 1918.

aid of the solenoid field — which is always easier to determine than the currents — the relative distribution of currents can be determined in accordance with the well-known theory of convection-currents (provided that friction be not taken into consideration). If the absolute value of the current at a certain level be known, e.g. at the surface of the sea, it is possible to compute the absolute velocity of the current also in deeper strata.

This method of determining the currents caused by the wind was then applied to a particular case, viz. that of the Gulf of Finland, the problem being greatly simplified by the regular shape of this gulf. The consequence of this regular channel shape is mainly either outflowing or inflowing currents. When steady easterly winds prevail, one finds in the surface strata an outflowing wind-current and in the depths a compensation- or slope-current setting inwards. With steady westerly winds the direction of the currents is exactly the reverse. In virtue of what has been pointed out before, it follows that to the above mentioned currents corresponds a typical distribution of solenoids (fig. 1). The distribution of solenoids within a given cross-section (fig. 2) as a function of the wind direction was further determined, and shows very regular dependence on the wind (fig. 3).

The change of current according to depth was calculated by the aid of the numbers of cgs-solenoids thus determined within the said section, the values deduced agreeing well with our earlier knowledge of the currents within the Gulf of Finland. Finally, by the aid of previously known empiric relations between wind and surface currents, a computation of the absolute current was arrived at.

There is some difficulty in determining to what extent the method outlined above may be applied to seas of a more complicated form than that of the Gulf of Finland. Obviously, quite special researches will be needed for this purpose. In every investigation the effect of the wind on the field of solenoids will have to be taken into consideration, it being especially important to determine, whether the currents or the solenoid field are to be regarded as primary.

VII. Remarks on the Determination of the Movement of the Water and the Intermixing of the Watersheets in a vertical Direction.

By

J. P. Jacobsen.

Among the different **methods for directly determining the currents** in the sea two methods used in Denmark may be mentioned, viz.:

1) Floating buoys.

2) The level current-meter.

The first method is a very crude one. A buoy with a pole and a flag is anchored — this is the flag-buoy — and a floating buoy is put out near the flag-buoy. The buoy is followed by ship or boat and after e. g. half an hour the bearing to the flag-buoy is taken and its distance is measured by means of a distance meter. Then the floating buoy is taken on board and put out again near the flag-buoy and another measurement is taken.

When the floating buoy is provided with a big body, e. g. a canvas cylinder under the surface, rather trustworthy determinations of the surface current can be obtained.

Such measurements have occasionally been made off the Faroe Islands and off Iceland.

From various of the Danish lightships the level currentmeter has been used for several years, and from the lightship Schultz's Grund at the entrance to the Great Belt we have measurements for every fourth hour from depths of $2^1/_2$, 5, 10, 15, 20 and 25 meters.

In this place the current mainly follows two directions in and out of the belt, and for a sufficiently long space of time one finds on an average an outgoing current in the upper sheet and an ingoing current in the lower sheet (see Fig. 1).

By the use of the level currentmeter analogous results have been found at "Lappegrunden" at the entrance to the Sound, and in Randersfjord on the eastern coast of Jutland (see Fig. 2 and 3).

Measurements like those carried out in Randersfjord may to some extent replace laboratory experiments. The hydrographical features in such a fjord are less complicated than those of the open sea, as the effect of the wind and the influence of the rotation of the earth can be left out of consideration. Yet conditions are nearer those found in the sea than is the case with the conditions in a laboratory experiment.

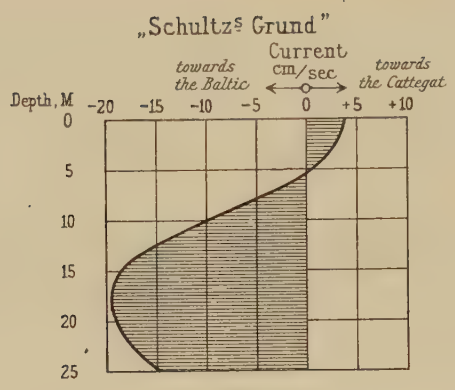


Fig. 1.

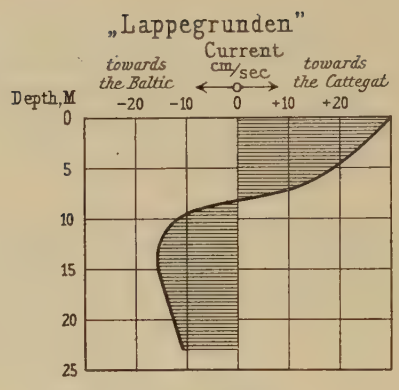


Fig. 2.

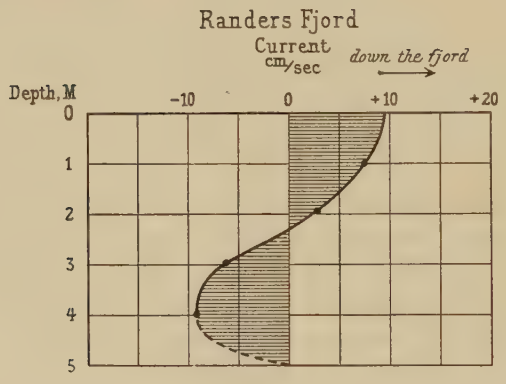


Fig. 3.

On the basis of the measurements from Randersfjord we shall consider **the hydrographical conditions in a channel.**

Fig. 4 represents a longitudinal section of the fjord. At two stations A and C at a distance of $l = 2230$ m from each other the temperatures and salinities at different depths were measured, and from these the densities of the water were found.

At station B between A and C the currents at different depths were observed.

Means have been taken from the different measurements and owing to the mode of procedure these means are to be regarded as contemporaneous measurements.

From the zero-point at the surface at station B we reckon the distance x in the outward direction down the fjord (from stat. A to stat. C) and the distance z in the vertical direction.

The current u at the various depths is indicated in the figure by the diagram already mentioned. The depth of the inflecting point of the curve is indicated by h. The value of h was found to be 2.3 m.

For further consideration the following figures in CGS-units may be quoted. The density and the salinity are indicated by ϱ and S respectively.

Depth	1000 (ϱ — 1) Stat. A	Stat. C	$10^8 \cdot \frac{d\varrho}{dx}$	u	$\frac{du}{dz}$	$10^5 \cdot \frac{dS}{dx}$	$10^2 \cdot \frac{dS}{dz}$
0.....	2.95	3.90	0.42	(9.5)	..	0.56	..
1.....	3.13	4.41	0.57	7.4	—0.033	0.75	0.9
2.....	4.02	5.68	0.74	3.0	—0.071	0.98	1.8
3.....	5.56	7.46	0.85	—6.6	—0.062	1.11	2.0
4.....	6.91	8.84	0.86	—9.2	..	1.14	1.5
5.....	7.79	9.95	0.97	..	..	1.28	..

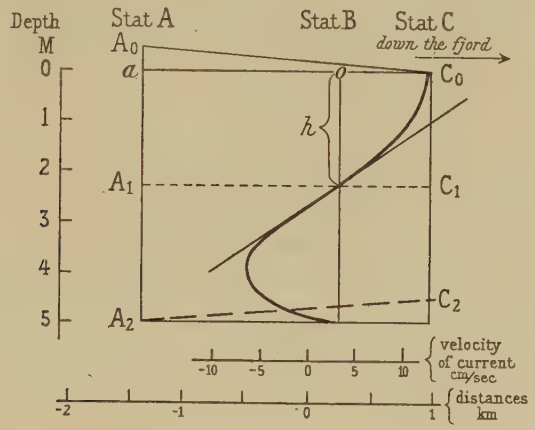


Fig. 4.

The following problems may now be considered:

a) The inclination of the surface.

b) The determination of the coefficient of viscosity and of the mixing-coefficient.

c) The united action of the intermixing and the currents, in spreading and carrying away organisms suspended in the water.

a) The inclination of the surface.

In Fig. 4 A_0C_0, A_1C_1 and A_2C_2 represent isobaric planes. A_0C_0 and A_2C_2 have opposite inclinations owing to the greater density of the water in the column C_0C_2 than in the column A_0A_2.

The isobaric plane A_1C_1 is laid at the depth h, where the curve of the current diagram has its inflecting point. Owing to the fact that a lamellar sheet has a constant velocity at this depth (it is zero), and is affected by equal and opposite forces originating from the internal friction, this plane must be a level plane.

If the means of the densities in the columns A_0A_1 and C_0C_1 are respectively ϱ_A and ϱ_C, and if aC_0 is the level plane through the water surface at C_0, we get the inclination η of the surface determined by $\eta = \frac{A_0a}{l} = \frac{h(\varrho_C - \varrho_A)}{l}$ or $\eta = \int_0^h \frac{d\varrho}{dx} \cdot dz$.

From the figures stated above we get $\eta = 1.4 \times 10^{-6}$.

b) Determination of the coefficient of viscosity and the mixing-coefficient.

Consider the plane A_1C_1 (Fig. 4) between the upper and the lower sheet of the water. Through this plane the vortex movements carry the momentum of the water, salt, heat etc. and if the momentum and the amount of salt carried through a unit of the plane in a unit of the time are termed P and Q respectively, we suppose analogically with the laws for diffusion and heat conduction that

$$P = -\mu_u \cdot \frac{d\varrho u}{dz} \text{ and } Q = -\mu_s \frac{dS}{dz}$$

where the constants μ_u and μ_s are the coefficients of viscosity and the mixing coefficient respectively.

As the transfer of the momentum and the salt are caused by the same vortex-movements one might think that μ_u would be equal to μ_s.

This, however, is not the case, as the momentum can be transferred from the lower to the upper sheet and vice versa, without any mixing taking place.

First we shall determine the coefficient of viscosity.

At point a Fig. 4 the pressure in the level plane $a\ C_0$ is $\eta \cdot l \cdot g \cdot \varrho_0$ greater than at C_0, when ϱ_0 is the density in the column A_0a and g the acceleration of gravity. In a level plane under $a\ C_0$ the excess pressure is less and diminishes with the depth.

In the plane A_1C_1 it is zero.

If now we suppose the diminishing of the excess pressure with the depth to be approximately linear, the whole excess pressure on a waterbody $a\ A_1C_0C_1$ with a thickness of 1 cm in a horizontal direction perpendicular to the line $a\ C_0$ will be $\frac{1}{2}\ \eta \cdot l \cdot g \cdot h \cdot \varrho_0$ Dyn/cm^2.

If further $\left(\frac{du}{dz}\right)_h$ represents the coefficient of variation of the velocity u with the depth z in the plane A_1C_1 and ϱ_h the mean density in the l cm.^{2} of the plane A_1C_1 in question we get:

$$\frac{1}{2}\eta lg \cdot h \cdot \varrho_0 = -\mu_u \left(\frac{du}{dz}\right)_h \cdot \varrho_h \cdot l.$$

Putting $\varrho_0 = \varrho_h$ we have the coefficient of viscosity determined by

$$\mu_u = -\frac{\frac{1}{2}\eta \cdot g \cdot h}{\left(\frac{du}{dz}\right)_h}.$$

The measurements in Randersfjord gave $\left(\frac{du}{dz}\right)_h = -0{,}068$ (see the table above), and by introducing the numerical values for the other quantities in the formula, we get $\mu_u = 2.4$.

For the determination of the mixing coefficient μ_s we may consider the same

waterbody a $C_0A_1C_1$ with a thickness of 1 cm (Fig. 4). If then we express that the salinity of the waterbody is constant, we get:

$$\mu_s \cdot \left(\frac{dS}{dz}\right)_h = \int_0^h \frac{dS}{dx} \cdot u \cdot dz$$

with the values found in the table above this gives $\mu_s = 0.5$ or only one fifth of the value of μ_u.

The mixing coefficient here determined by means of the currents and the distribution of salinity may also be found in other ways.

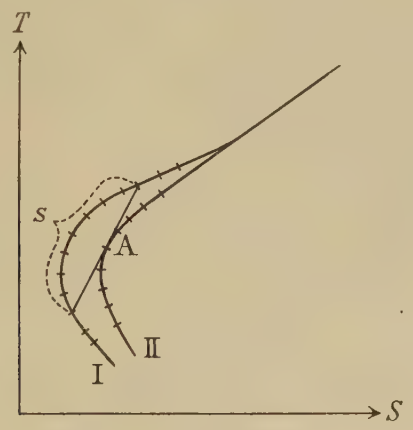


Fig. 5.

I have recently given a method for its determination by means of TS-diagrams.

Suppose that curve I in fig. 5 represents the relation between the temperature and the salinity at a station at a certain point of time, and suppose that the mixing in a vertical direction without any influence from the horizontal movement of the water has altered the relation between the temperature and the salinity, after the lapse of a time, t, so that it is represented by curve II.

On the curves may be indicated the depths of which the temperatures and salinities in question have been found.

If the mixing coefficient at a depth represented by point A on curve II is to be determined, a tangent to curve II should be drawn through this point and the indications of the depths where the tangent intersects the curve may be read on curve I. If the difference between the indications of intersection is s, the intermixing coefficient will be determined by

$$\mu_s = \frac{s^2}{8t}.$$

c) The united action of the intermixing and the currents in spreading and carrying away organisms.

Fig. 6 represents the afore mentioned longitudinal section in Randersfjord, with

the current diagram. As an example we may consider a unit of volume in the sheet where the current is zero and suppose a certain amount of organisms to be suspended there with the same specific gravity as that of the water and without any motion of the organisms themselves. The volume considered is hatched in the figure.

Considering the scales indicated in the figure, the curves represent the points where 1, 2 and 2,5 ‰ of the organisms are to be found in a unit of volume after the lapse of 6 hours owing to the mixing and the motion of the water.

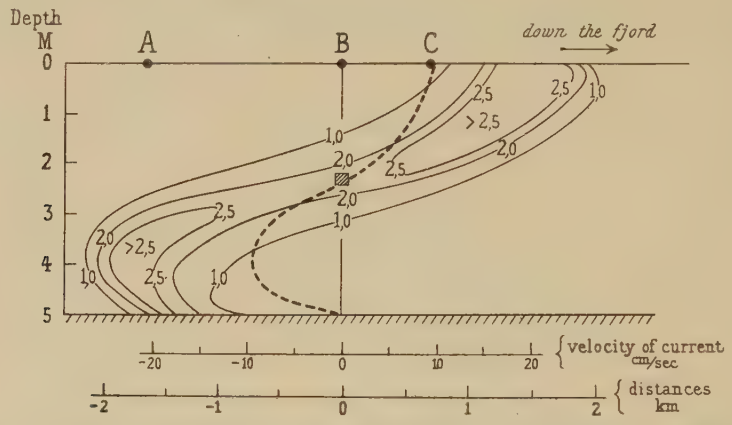


Fig. 6. The spreading of organisms by the intermixing of the water and the currents.
The organisms are supposed originally to have been found in the hatched area in the figure and the curves indicate the limits of the areas where 1.0, 2.0 and 2.5 ‰ of the organisms will be present after 6 hours.
The broken line represent the current diagram.

It should be noted that the organisms are carried away from the sheet notwithstanding the fact that the mean current there is zero.

Qualitative determination of the water movement by means of TS-diagrams.

The method of using TS-diagrams for determining the current is of the same nature as the ordinary determination of the origin of the different kinds of water by means of their differences in temperature and salinity, in many cases, however, it gives a clearer general view of the hydrographical features.

To illustrate the advantage of this method some details from a paper just published (1929) by the author dealing with the Danish "Dana"-expedition 1921—22, may be given.

Figs. 7, 9 and 10 in the following are taken directly from this paper in which they are designated as figs. 48, 52 and 19 respectively.

In figs. 7 and 9 the relation between the temperature (horizontal) and the salinity (vertical) for stations lying in areas XX and XXIV indicated on the chart, fig. 8, is given in TS-diagrams.

The denominations XX and XXIV were used in the afore mentioned paper.

Besides the stations from the "Dana"-expedition some stations from the German expeditions with the "Möwe", the "Planet" and the "Deutschland" have been taken into consideration.

On the curves in fig. 7 and fig. 9 mean depths of the temperatures and salinities in question are indicated in hectometers. In fig. 9 a distinction is made between two

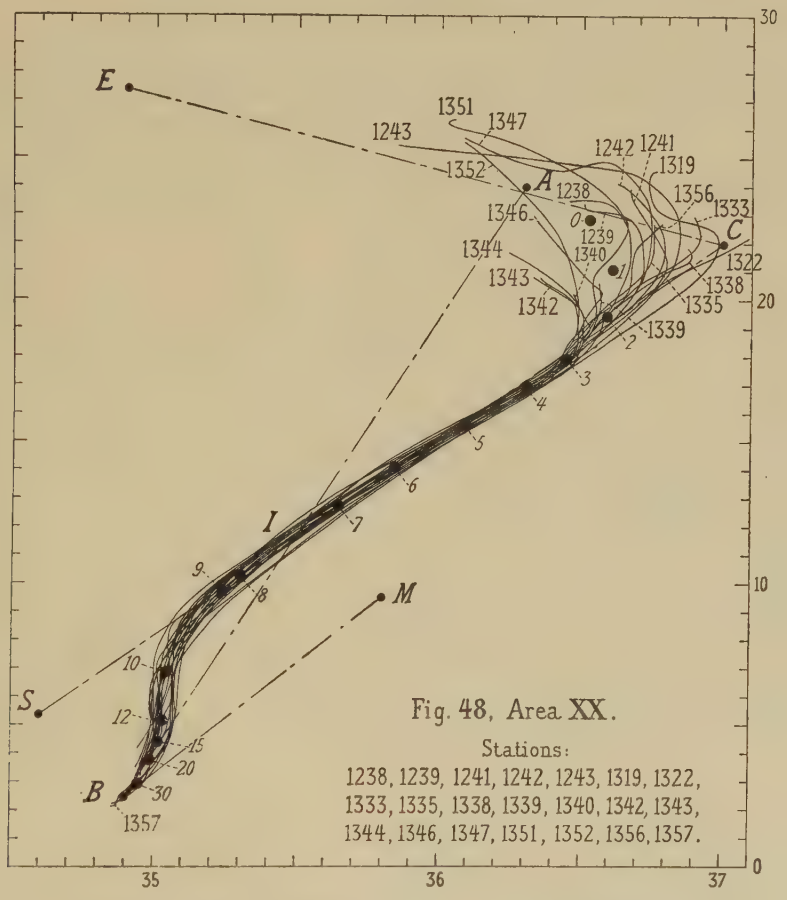


Fig. 7. From report 3 of "The Danish "Dana"-Expeditions 1920-22".

different groupes of stations one near the African coast and the other far from it. In fig. 10 the depths are indicated in hectometers for the two curves separately.

The main feature of the graphical representation by TS-diagrams is that homogeneous watermasses are represented by single points, and different kinds of watermasses formed by the intermixing of two homogeneous watermasses by points lying on a straight line.

In the Atlantic various kinds of rather homogeneous waters are found. Such are indicated in fig. 7 by points *A*, *B*, *C*, *S*, *E* and *M*.

Here we shall especially consider the two kinds of water, C-water and S-water, and their mixing products CS-water, represented by the points on the line *CS*.

The *C*-water is the warm (22°) and salt (37 $^0/_{00}$) water found at the surface of the Atlantic in about 20°—30° N. Lat. The *S*-water with a temperature of 5°.4 and a salinity of 34.6 $^0/_{00}$ is found as an intermediate sheet at a depth of 700—800 meters in 0°—10° N. Lat. It mainly originates from the surface in 50°—60° S. Lat.

In fig. 7 the *TS*-curves for the different stations in the Sargasso Sea for depths

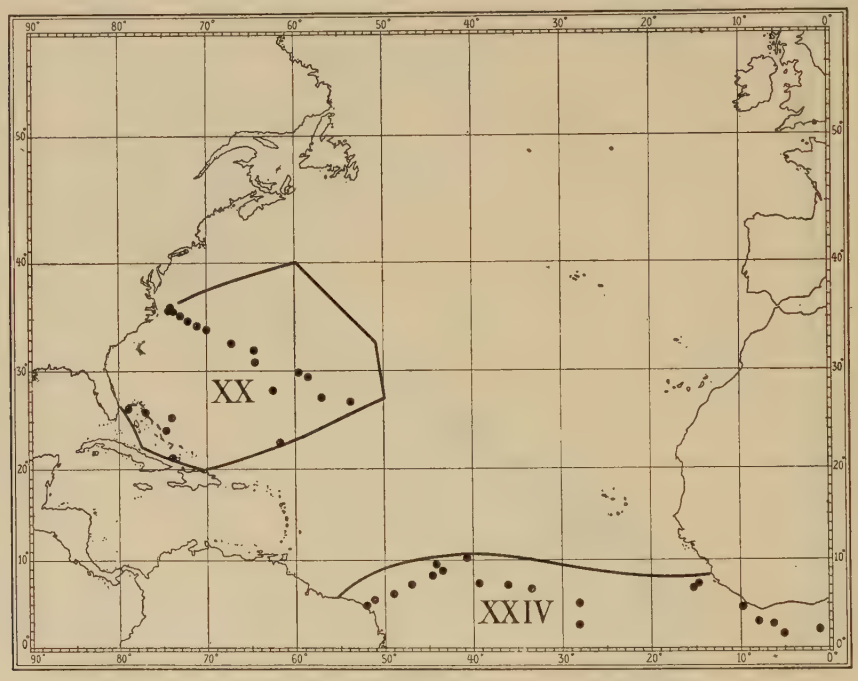


Fig. 8.

between abt. 200—1000 m very closely follow the *CS*-line. We then conclude that the extended watermasses filling up the Sargasso Sea at the depths named are formed by the mixing of *C*-water and *S*-water. This mixing process may be supposed to occur mainly at the Westindian Islands.

In fig. 9 the *TS*-curves for the stations in Area XXIV between 0° and 10° N. Lat. show a similar course to that of the curves in fig. 7 for depths between 100 and 400 meters but they lie somewhat above the *CS*-line and the watermasses occurring at these depths cannot be *CS*-water.

They are, however, water compounds of an analogous origin.

They may be supposed to have been formed by two components *C'*-water and *S'*-water. Of these the *C'*-water is the warm and salt water of the surface in the western part of the Atlantic in about 20° S. Lat. The *S'*-water originates from the same surface

water in about 50°—60° S. Lat. as the *S*-water, but as the mixing with the *C'*-water takes place in southern latitudes, the temperature and salinity of the *S'*-water have not increased so much by intermixing with the surrounding watermasses as was the case with the *S*-water.

The result will then be that the mixing products of *C'*-water and *S'*-water get

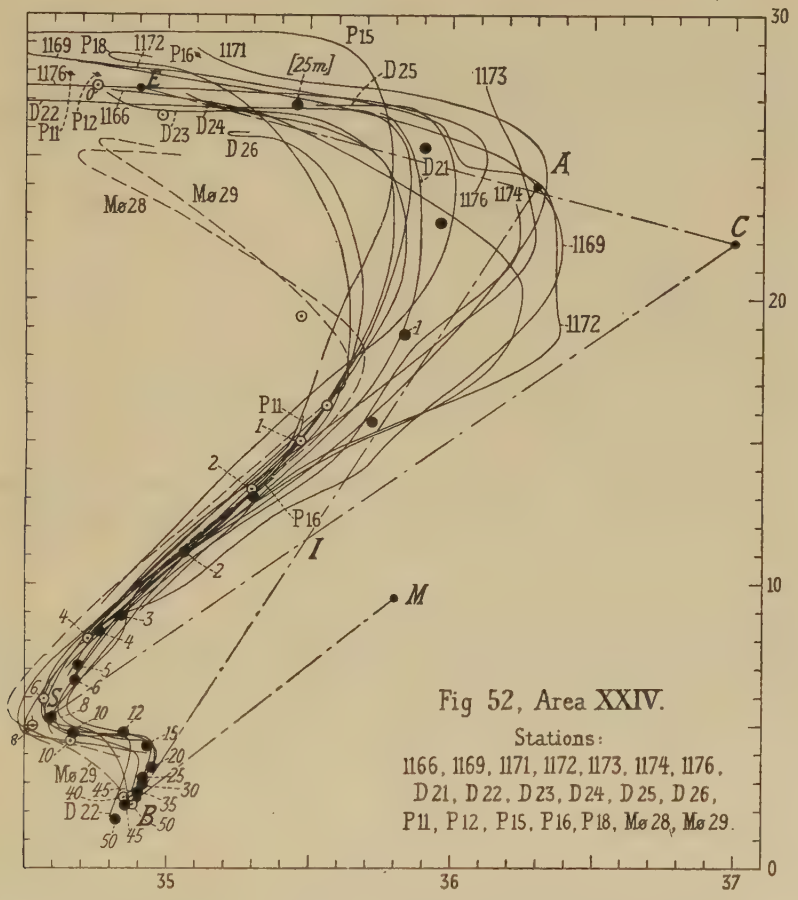


Fig. 9. From report 3 of "The Danish "Dana"-Expeditions 1920-22".

their position somewhat higher than the *CS*-line. The different kinds of *C'S'*-water may be observed also in the Caribbean Sea by means of the *TS*-diagrams for the stations there.

That this explanation of the diagram in fig. 9 is true is supported by the shape of the TS-curves from stations of the German Antarctic expedition and the German "Planet"-expedition south of the equator.

For two of these stations, D 34 from the Antarctic expedition and P 25 from the "Planet"-expedition, at respectively 18°17′ S. 34°9′ W. and 16°37′ S., 4°40′ W., fig. 10

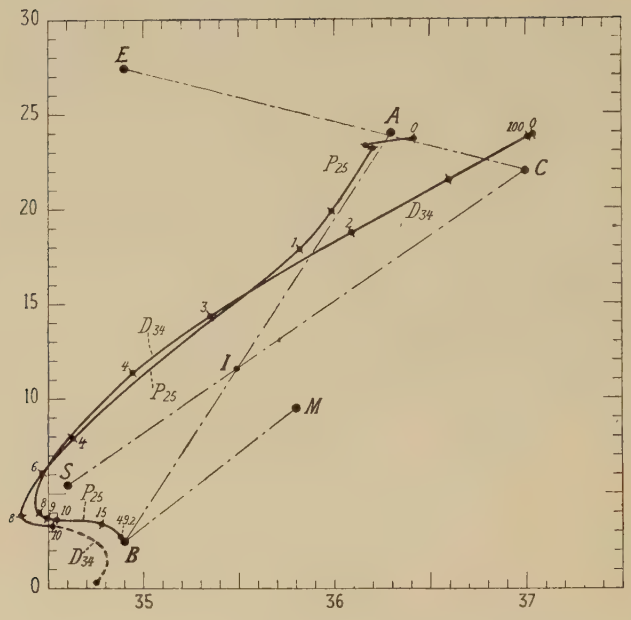


Fig. 10. From report 3 of "The Danish "Dana"-Expeditions 1920-22".

gives the *TS*-curves. It is seen that these curves have the same position relative to the *CS*-line as found for the stations in the area between the equator and 10° N. Lat.

The questions here discussed have previously been treated by the author in various papers in "Meddelelser fra Kommisionen for Havundersøgelser", København, in Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. XVI Heft 4, Leipzig 1927, and in report No. 3 from "The Danish "Dana"-Expeditions 1920—22", Copenhagen 1929.

VIII. Über den Zusammenhang zwischen den periodischen Meeresströmungen und den Variationen des Wasserstandes.

Von

S. E. Stenij.

Eine Veränderung des Wasserstandes setzt immer auch eine horizontale Verschiebung des Wassers voraus, und umgekehrt, eine Meeresströmung ist oft mit einer Veränderung des Wasserstandes verbunden. Vom Standpunkte der indirekten Strombestimmung aus ist es deshalb von Interesse, die Frage der exakten Relation dieser zwei Faktoren näher zu betrachten.

Im folgenden werden die periodischen Meeresströmungen, die im Zusammenhang mit der Schwingungs- oder Wellenbewegung des ganzen Wasserkörpers der See auftreten, betrachtet. Zu diesen gehören die Gezeitenströme wie auch die Strömungen, die von den freien Schwingungen des Wassers in einem abgeschlossenen Meeresbecken (Seiches) hervorgerufen werden. Die Kenntnis dieser Ströme ist oft erwünscht. In beinahe jeder Strombeobachtung wird eine Komponente eingehen, die von solchen Strömungen herrührt, und für die Anwendung des Beobachtungsmateriales kann es deshalb von Bedeutung sein, diese Komponente beachten zu können.

Eine Unterscheidung der obengenannten Strömungen durch direkte Messungen bereitet aber Schwierigkeiten und setzt im allgemeinen ein grosses Beobachtungsmaterial voraus, das nur in seltenen Fällen zur Verfügung steht. Die Schwierigkeiten, die die praktische Ausführung von Strommessungen bietet, treten in diesem Falle besonders deutlich in Erscheinung. Die regelmässigen Beobachtungen, die auf den Feuerschiffen u. s. w. gemacht werden, bilden nicht immer eine genügende Grundlage für die harmonische Analyse zur Bestimmung der Gezeitenströme und können zur Bestimmung der Schwingungsströme weniger regelmässiger Art kaum verwendet werden.

Die oben betrachteten Strömungen müssen deshalb auf indirektem Wege mit Hilfe der allgemeinen Theorie der Wasserwellen, unter Berücksichtigung der Einwirkung von der Form des betrachteten Meeresbeckens und in Verbindung mit Wasserstandsbeobachtungen bestimmt werden. Im folgenden wird eine kurze Übersicht von einigen dabei zu verwendenden Methoden gegeben.

Wenn man die Schwierigkeiten beim Ausführen von Wasserstandsbeobachtungen mit denen von Strombeobachtungen vergleicht, so findet man, dass es verhältnismässig

einfach ist, die Wasserstandsveränderungen längs einer gewissen Küste zu bestimmen. Die Wasserstandsbeobachtungen können mit automatischen Apparaten gemacht werden, und schon wenige Beobachtungsstationen ermöglichen eine Interpolation längs der ganzen Küste. Man kann deshalb die Wasserstandsbeobachtungen als die empirische Grundlage der Theorie benutzen. Die Bewegungsgleichungen geben eine direkte Relation zwischen der horizontalen und der vertikalen Bewegung des Wassers. Die Resultate, die auf theoretischem Wege erzielt werden, sind in einigen Fällen recht gut mit der Wirklichkeit übereinstimmend. Die Ursache dafür, dass man eben bei den hier betrachteten Schwingungsbewegungen grössere Möglichkeiten hat, eine Übereinstimmung zwischen den Beobachtungen und der Theorie zu erhalten, liegt in der Tatsache, dass einige Umstände, die sonst der Theorie grosse Schwierigkeiten bereiten und oft nur annäherungsweise in Betracht gezogen werden können, d.h. die Reibung und die Einwirkung der Erdrotation, bei diesen Bewegungen nicht so durchgreifend auf die Erscheinung einwirken, wie das bei manchen anderen Fragen der Strömungsforschung der Fall ist. Damit soll aber nicht behauptet werden, dass diese Umstände, auch wenn sie in erster Annäherung manchmal vernachlässigt werden können, nicht eine wesentliche Einwirkung auf die Fragen hätten, die jetzt behandelt werden.

Im folgenden wird ein rechtwinkliges Koordinatensystem benutzt. Die Schwere wirkt in der Richtung der negativen z-Achse. Es sei

$$S(x, y) = 0 \tag{1}$$

eine geschlossene Kurve, die ein einfach zusammenhängendes Gebiet T der xy-Ebene abgrenzt. Das Gebiet T soll so klein sein, dass es als ein Teil der Erdoberfläche unter der geographischen Breite φ angesehen werden kann. Wir betrachten einen Wasserkörper, der begrenzt wird von der freien Oberfläche

$$z = z_0 + \zeta(t, x, y),$$

wo z_0 der ungestörten Oberfläche entspricht, von dem festen Boden

$$z = z_0 - h(x, y)$$

und von dem Teil der Zylinderfläche (1), der zwischen diesen beiden Flächen liegt. Ein Teil von diesem kann für die Flüssigkeit durchlässig sein, was einer Verbindungsstelle des betrachteten Meeres mit einem Nachbarmeere entspricht. Die Tiefe h ist gegeben und in dem Gebiete T und an dem Rande desselben > 0. Wir beschränken uns auf Bewegungen, bei welchen die vertikale Beschleunigung klein gegen die Schwerebeschleunigung g ist, und die Geschwindigkeiten so klein sind, dass Glieder, die in den Geschwindigkeitskomponenten und deren Ableitungen quadratisch sind, vernachlässigt werden können. Für Wellenbewegungen bedeuten diese Bedingungen, dass im Vergleich zu der Tiefe die Wellenlänge gross und die Wellenhöhe klein ist. Unter diesen Voraussetzungen können die Bewegungsgleichungen in folgender Form geschrieben werden:

$$(2)\qquad \begin{cases} \dfrac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \sin\varphi = -g\dfrac{\partial \zeta}{\partial x} + X - R_x, \\ \dfrac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \sin\varphi = -g\dfrac{\partial \zeta}{\partial y} + Y - R_y, \end{cases}$$

und die Kontinuitätsgleichung

$$(3)\qquad \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial (hu)}{\partial x} - \frac{\partial (hy)}{\partial y},$$

wo u und v die Geschwindigkeitskomponenten in der Richtung der x- und y-Achse, X und Y die einwirkenden äusseren Kräfte, R_x, R_y die Reibungskräfte und ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde ist.

In den Fällen, die die obigen Bedingungen erfüllen, wird die Bewegung annäherungsweise so vor sich gehen, dass die Geschwindigkeit längs jeder Vertikalen dieselbe ist.

Für die Gezeiten kann man die gezeiterzeugende Kraft in eine Fouriersche Reihe entwickeln. Man kann sich deshalb auf eine rein periodische Kraft

$$X = \overline{X}(x, y)\, e^{i\sigma t}, \quad Y = \overline{Y}(x, y)\, e^{i\sigma t}$$

beschränken. Wenn man dementsprechend für ζ, u und v

$$\begin{cases} \zeta(t, x, y) = \overline{\zeta}(x, y)\, e^{i\sigma t}, \\ u(t, x, y) = \bar{u}(x, y)\, e^{i\sigma t}, \\ v(t, x, y) = \bar{v}(x, y)\, e^{i\sigma t}, \end{cases}$$

setzt, und in die Gleichungen (2) und (3) einführt, erhält man unter Vernachlässigung der Reibung,

$$(4)\qquad \begin{cases} i\sigma\bar{u} - 2\omega\bar{v}\sin\varphi = -g\dfrac{\partial \overline{\zeta}}{\partial x} + \overline{X}, \\ i\sigma\bar{v} + 2\omega\bar{u}\sin\varphi = -g\dfrac{\partial \overline{\zeta}}{\partial y} + \overline{Y}, \end{cases}$$

$$(5)\qquad i\sigma\overline{\zeta} = -\frac{\partial (h\bar{u})}{\partial x} - \frac{\partial (h\bar{v})}{\partial y}.$$

Der Zusammenhang zwischen der Strömung und den entsprechenden Veränderungen des Wasserstandes geht aus diesen Gleichungen hervor. Wenn die Wasserstandsveränderungen bekannt sind, können die Geschwindigkeiten aus den Gleichungen (4) berechnet werden, und umgekehrt, die Gleichung (5) gibt $\overline{\zeta}$, wenn $\bar{u}$ und $\bar{v}$ bekannt sind.

Wir haben oben auf die grössere Einfachheit der Bewerkstelligung von Wasserstandsbeobachtungen an den Küsten im Vergleich mit dem Ausführen von Strommessungen hingedeutet. Die Sache verhält sich aber anders, wenn man die Wasserstandsbeobachtungen in offener See betrachtet. Diese müssen wohl als ebenso schwierig wie die

Strombeobachtungen bezeichnet werden. Zwar könnte man auch in diesem Falle Apparate für automatische Registrierung konstruieren, was auch geschehen ist, obwohl diese nicht in grösserem Masse angewendet worden sind. Man dürfte wohl auch behaupten, dass dies der beste Ausweg ist, wenn man ein ausführliches Beobachtungsmaterial über die Wellenbewegung des Wassers in einem nicht allzu tiefen Becken verschaffen soll. Es steht aber fest, dass Wasserstandsbeobachtungen in offener See zurzeit kaum vorhanden sind.

Die zuletzt erwähnte Tatsache sowie auch der Umstand, dass die Wasserstandsveränderungen oft in wesentlichem Masse von Küstenstörungen beeinflusst werden, haben bewirkt, dass, wenn Strom und Wasserstand mit einander in Verbindung gesetzt worden sind, dies bisher gewöhnlich in der Absicht getan wurde, die mangelnden Wasserstandsbeobachtungen der offenen See durch Strombeobachtungen zu ersetzen. Es ist dabei die Rede davon gewesen die Gezeitenvorgänge in einer gewissen See klarzulegen. Einen Versuch in dieser Richtung, nämlich die Gezeitenwelle im Kattegatt zu untersuchen[1]) hat J. P. Jacobsen gemacht. Später sind verschiedene Methoden von Defant[2]) und Proudman & Doodson[3]) für die Untersuchung des Hauptbestandteils der Gezeiten der Nordsee, der M_2-Welle, entwickelt worden. Proudman und Doodson gehen von den Gleichungen (4) aus. Die Methode besteht in einer numerischen Integration oder graphischen Interpolation längs Linien, die durch mehrere Punkte gehen, in welchen die harmonischen Konstanten des Wasserstandes (Küstenstationen) oder der Gezeitenströme bekannt sind. Das hauptsächliche Strombeobachtungsmaterial, das bei dieser Untersuchung verwendet wurde, besteht in den Gezeitenstrombeobachtungen, die vom »Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer« in den Jahren 1911—1913 gemacht worden sind. Defant geht von der Gleichung (5) aus, und seine Methode besteht demgemäss in einer numerischen Differentiation; die Küstenbeobachtungen des Wasserstandes werden nicht beachtet.

Die Nordsee ist beinahe das einzige Meer, bei dem die vorhandenen Strombeobachtungen eine ausführliche Behandlung der oben besprochenen Art gestatten. Meistens bilden die Küstenbeobachtungen des Wasserstandes das ganze Beobachtungsmaterial, auf welchem die Untersuchung der Gezeitenvorgänge fussen kann. Es ist deshalb von Interesse, die Frage zu untersuchen, inwieweit die Wasserstandsbeobachtungen in der offenen See durch Küstenbeobachtungen zu ersetzen sind. Wir können uns dabei auf eine harmonische Konstituente der Gezeitenbewegung beschränken. Aus den Gleichungen (4) und (5) können u und v eliminiert werden. Wenn man sich auf eine See mit konstanter Tiefe beschränkt, und $X = Y = 0$ setzt, gibt diese Elimination

$$\frac{\partial^2 \bar{\zeta}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\zeta}}{\partial y^2} + \frac{\sigma^2 - 4\omega^2 \sin^2 \varphi}{gh} \bar{\zeta} = 0. \tag{6}$$

[1]) J. P. Jacobsen: Beitrag zur Hydrographie der Dänischen Gewässer (Medd. fra Komm. f. Havundersøgelser, Ser. Hydrografi, B. II, Nr. 2, 1913).

[2]) A. Defant: Grundlagen einer Theorie der Nordseegezeiten. A. Defant: Die Gezeiten der Nordsee, Beobachtungen und Theorie. (Annalen der Hydrogr. 1923).

[3]) J. Proudman and A. J. Doodson: The Principal Constituent of the Tides of the North Sea (Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, Vol. 224, 1924).

Man kommt somit zu folgendem mathematischen Problem: Eine Lösung der Gleichung (6) wird gesucht, die im Gebiete T regelmässig ist und an dem Rande desselben vorgeschriebene Werte annimmt.

In der Theorie der linearen partiellen Differentialgleichungen 2. Ordnung vom elliptischen Typus wird gezeigt, dass das oben dargestellte Randwertproblem im allgemeinen eine und nur eine Lösung hat. Es müsste also möglich sein, die Gezeitenerscheinungen bei Kenntnis der geographischen Einzelheiten des Beckens, nur von Küstenbeobachtungen des Wasserstandes ausgehend im ganzen zu berechnen.

Das Resultat hat vorläufig nur eine theoretische Bedeutung. Ein Versuch zur numerischen Lösung des Problems in irgend einem Spezialfalle ist nicht gemacht worden, aber die Lösung muss als möglich bezeichnet werden und dürfte nicht ohne praktisches Interesse sein.

Wir haben uns bis jetzt darauf beschränkt, die Frage zu untersuchen, wie die horizontalen Verschiebungen des Wassers und die vertikalen Bewegungen der Oberfläche mit einander verknüpft sind. Die Kenntnis der betrachteten Schwingungserscheinung kann aber erst dann als vollständig bezeichnet werden, wenn es gelingt, die Erscheinung vollständig zu beschreiben, nur von den Bewegungsgleichungen ausgehend, auf Grund der Kenntnis der einwirkenden Kräfte und der Gestalt des Beckens, in dem der Vorgang sich entwickelt, ohne irgendwelche Beobachtungsdaten zu Hilfe zu nehmen. Die Gleichungen (4) und (5) bilden zwar eine Grundlage, die vom theoretischen Standpunkte aus für die Lösung dieses Problems hinreichend ist, aber es ist nicht möglich gewesen, die Lösung in irgend einem Spezialfalle wirklich anzugeben, ohne weitere Vernachlässigungen einzuführen.

Das Problem, die Schwingungen des Wassers in einem rotierenden Becken zu finden, ist nur für einige Spezialformen des Beckens gelöst worden. Die Abweichungen von der Wirklichkeit sind bedeutend, aber es ist doch möglich gewesen, gewisse charakteristische Eigenheiten der Gezeiten qualitativ zu erklären.

Für den unendlich langen, gleichförmigen, rechteckigen Kanal hat Lord Kelvin die Lösung angegeben:

$$(7)\qquad \begin{cases} \zeta = a e^{-\frac{2\omega y}{c}} \cos\left[\sigma\left(t-\frac{x}{c}\right)+\varepsilon\right], \qquad (c=\sqrt{gh}), \\ u = \frac{g\zeta}{c}, \quad v = 0, \end{cases}$$

wenn der Kanal der x-Achse parallel ist; die Lösung stellt eine fortschreitende Welle dar. Der Einfluss der Rotation besteht darin, dass die Wellenhöhe in der Querrichtung veränderlich ist, eine Wasserbewegung in dieser Richtung findet nicht statt. Noch eine Lösung für diesen Fall hat Poincaré angegeben[1]).

Der Fall eines kreisförmigen und halbkreisförmigen Beckens ist von Lamb[2]) und Proudman[3]) behandelt worden.

[1]) Poincaré: Leçons de mécanique céleste, t. III, p. 126.

[2]) H. Lamb: Hydrodynamics, 3. Aufl., Kap. VIII.

[3]) J. Proudman: On the Tides in a Flat Semicircular Sea of Uniform Depth. Monthly Not. Roy. Astr. Soc. Geoph. Suppl. 1928.

Der Fall eines rotierenden rechteckigen Beckens ist von G. I. Taylor[1]) gelöst worden. Taylor hat die Reflexion einer Kelvinschen Welle in einem einseitig geschlossenen Kanal von konstantem rechteckigem Querschnitt behandelt. Seine Resultate hat er zur Erklärung gewisser Eigenheiten der Gezeiten und der Gezeitenströmungen im Irischen Kanal benutzt und auch die Schwingungen in einem Becken betrachtet, dessen Abmessungen denjenigen der Nordsee entsprechen.

Um weitere Ergebnisse im obenbetrachteten Problem zu erhalten, kann man so verfahren, dass man zunächst die Erdumdrehung in erster Annäherung vernachlässigt und nur die Schwingungen des betrachteten Beckens untersucht und dann nachträglich die Einwirkung der Rotation der Erde auf die so erhaltenen Bewegungen beachtet.

Wenn man in den Gleichungen (4) und (5) die Rotationsgeschwindigkeit gleich 0 setzt und u und v eliminiert, hat man für $\bar{\zeta}$:

$$h\left(\frac{\partial^2\bar{\zeta}}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\bar{\zeta}}{\partial y^2}\right)+\frac{\partial h}{\partial x}\cdot\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial x}+\frac{\partial h}{\partial y}\cdot\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial y}+\frac{\sigma^2}{g}\bar{\zeta}=0. \tag{7}$$

An den festen Rändern des Beckens muss

$$u\cos(n,x)+v\cos(n,y)=0,$$

wo n die Richtung des Normalen zur Grenzfläche bezeichnet, oder

$$\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial n}=0. \tag{8}$$

Diese Randbedingung entspricht dem Fall einer festen Begrenzung des Beckens und kann für Teile der Randkurve, die Öffnungen entsprechen, durch Randbedingungen anderer Art ersetzt werden. Die Gleichung (7) zusammen mit der Randbedingung (8) bildet für σ ein Eigenwertproblem, das demjenigen der inhomogenen Membran entspricht[2]). Es gibt eine Reihe von Eigenwerten $\sigma_1^2, \sigma_2^2, \ldots \sigma_\nu^2$ und zu diesen gehörigen Eigenfunktionen $\bar{\zeta}_1, \bar{\zeta}_2, \ldots, \bar{\zeta}_\nu, \ldots$. Alle freien Schwingungen in dem betrachteten Gebiete können in Form einer Summe von Termen

$$\bar{\zeta}_\nu(x,y)\,(a_\nu\cos\sigma_\nu t+b_\nu\sin\sigma_\nu t)$$

erhalten werden. Die Schwingungen sind von stehenden Schwingungen zusammengesetzt. Auch die erzwungenen Schwingungen, die im Gebiete vorkommen können, sind bekannt, wenn die schwingungserzeugenden Kräfte gegeben sind.

Für die numerische Lösung des oben dargestellten Problemes sind verschiedene Methoden entwickelt worden. Von praktischer hydrographischer Bedeutung sind diejenigen Fälle, in welchen das Becken von langgestreckter Form ist. Man nimmt dann an,

[1]) G. I. Taylor: Tidal Oscillations in Gulfs and Rectangular Basins (Proc. London Math. Soc., Ser. 2, Vol. 20, 1920).

[2]) Vgl. z. B. Courant und Hilbert: Methoden der Mathematischen Physik I, Kap. V.

dass die Schwingungen in zwei Hauptrichtungen vor sich gehen, longitudinal und transversal. Den Ausgangspunkt dieser Methoden bildet die Theorie der Wasserschwingungen in einem Kanale von gleichförmiger Breite und Tiefe. Die Methoden für die Untersuchung von freien Schwingungen stammen von CHRYSTAL, Lord RAYLEIGH u. a. und sind für erzwungene Schwingungen von WITTING[1]), v. STERNECK, DEFANT[2]) u. a. angewandt worden.

Die Übereinstimmung der berechneten und der beobachteten Schwingungen sind im allgemeinen befriedigend, wenn das Meeresbecken nicht zu breit ist. Es zeigt sich, dass in einem schmalen Becken die Einwirkung der Erdrotation sich dadurch geltend macht, dass den longitudinalen Schwingungen ein System von transversalen Schwingungen entspricht; die ablenkende Kraft der Erdrotation wird wie bei den Wellen des Kelvin'schen Typus von dem so entstehenden Wasserstandsgradienten im Gleichgewicht gehalten. Die Einwirkung der Reibung verändert nicht in gleichem Masse den Charakter der Bewegung, von einer Schicht in der Nähe des Bodens abgesehen. In einem breiten Meeresbecken werden die stehenden Schwingungen von diesen beiden Faktoren gestört, und die Schwingung hat eher den Charakter einer fortschreitenden Welle, die den Küsten entlang wandert.

Eine zusammenfassende Darstellung von den hier betrachteten Gezeitenerscheinungen hat DEFANT gegeben[2]), der die Gezeiten einer grossen Zahl von Nebenmeeren untersucht hat. Die meisten von diesen Nebenmeeren sind solche, die durch eine weite Öffnung mit einem grösseren Becken verbunden sind. Die Gezeiten in den betrachteten Meeren sind grösstenteils von den Schwingungen in diesem erregt und erreichen eine bedeutende Grösse. Die Gezeitenströme sind gross im Vergleich mit anderen vorkommenden Meeresströmungen. Anders liegen die Verhältnisse in einem abgeschlossenen Nebenmeere. Als Beispiel von einem solchen wollen wir die Ostsee betrachten.

Die Gezeiten der Ostsee sind von R. WITTING untersucht worden[3]). Er hat die harmonischen Konstanten der Wasserstandsbeobachtungen von 27 verschiedenen Orten zusammengestellt. Die Gezeiten der Ostsee sind hauptsächlich von selbständigem Charakter. Wegen der Kleinheit der Gezeiten haben die Gezeitenströme nur eine theoretische Bedeutung. Sie dürften aber nicht ohne weiteres immer unberücksichtigt gelassen werden. Die Grössenordnung des Maximums der Strömung, die der M_2-Welle entspricht, kann in der Mündung des Finnischen Meerbusens auf 1 cm/sek. geschätzt werden. Das Mittel der absoluten Grössen der an demselben Orte gemachten Strombeobachtungen in 20—30 m Tiefe beträgt ungefähr 6 cm/sek. Bei der Diskussion der Stromverhältnisse wird man deshalb Anlass finden, die Gezeitenströme zu beachten.

In einem Meeresbecken der jetzt betrachteten Art kommen aber Schwingungen vor, die viel grösser als die Gezeiten sind. Diese Schwingungen entstehen in verschiedener Weise. Das Hauptteil der Wasserstandsveränderungen wird von den Windströmen verursacht; diese rufen in einem begrenzten Becken Stauungen hervor. Eine Veränderung der meteorologischen Faktoren, die die Deformation der freien Oberfläche herbeigeführt

[1]) R. WITTING: Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken, Fennia Bd. 29, 1911.
[2]) A. DEFANT: Gezeitenprobleme des Meeres in Landnähe, Hamburg 1925.
[3]) R. WITTING: Loc. cit. S. 8.

haben, kann freie Schwingungen der hier betrachteten Art veranlassen. Auch erzwungene Schwingungen können aus meteorologischen Ursachen entstehen. Die freie Oberfläche ist bestrebt, eine bestimmte, der jeweiligen Luftdruckverteilung entsprechende Lage einzunehmen. Wenn der Luftdruck sich schnell verändert, hat die Wasserstandslage zwar nicht genügend Zeit, sich entsprechend zu entwickeln. Der Einfluss eines beweglichen Luftdruckgebildes, z.B. eines wandernden Minimums, hängt in hohem Grade von der Bewegungsgeschwindigkeit desselben ab. Der Einfluss ist um so grösser, je näher die Zeit, die zum Passieren des Beckens geht, mit der Schwingungszeit einer entsprechenden Eigenschwingung des Beckens übereinstimmt.

Die Stromkomponenten, die von diesen Schwingungen herrühren, können bestimmt werden, wenn die Wasserstandsveränderungen bekannt sind. Es ist deshalb von Bedeutung für die Klarlegung der Stromverhältnisse in einem Meeresbecken der hier betrachteten Art, eine vollständige Untersuchung über die Schwingungseigenschaften des Beckens auszuführen.

Summary.

In this paper some methods for the determination of the periodical sea currents, connected with oscillations of the entire body of water are considered. To these belong the tidal currents and the currents originating from free oscillations of the water in limited basins. In every separate current observation there is a component deriving from them. The determination of this component by observations or its elimination from these, is to be based upon a large observation material, which is, however, in many cases difficult to secure. The best way to be used is the indirect determination of these currents by employing the general theory of wave motion, combined with sea level observations and also taking into consideration the influence of the form of the sea basin in question.

In order to study the connection between tidal currents and the tides, one harmonic constituent of the sea level variations $= H \cos(\sigma t - \gamma)$ is considered. If the functions H and γ are known on a curve, enclosing a coherent sea area, then it can be shown, that the mentioned functions are in certain circumstances determined over the whole area, as well as the currents, corresponding to the harmonic partial wave inspected. According to this, a complete material of coastal observations is sufficient for the determination of the tidal currents. However, no practical method for carrying out this calculation has been developed for any special case. One the contrary, the connection above mentioned has mostly been used for the calculation of the tidal wave in the open sea from current-observations.

The complete solution of the problem of the oscillations implies, that it is possible to calculate the movements of the water from the dynamical equations, basing only on the knowledge of the tidegenerating forces and the geographical feature of the basin but without any observational data. This problem has been solved only for some particular forms of the basin. The principal interest of these solutions from a hydrographical point of view consists in the fact, that they give a qualitative explanation of some charac-

teristical features of the tides in certain special sea basins. Further results can in some cases be obtained by neglecting in the first approximation the effect of the rotation of the earth.

When limited sea basins are in question, the forms of which are not very complicated, we have means for determining the free oscillations (seiches) and the forced ones (tides) as well as the corresponding currents. If the basin is considerably larger in one direction, then the water oscillation movement can be considered as being principally of two dimensions, taking place in the length direction of the basin or transversally to this. The oscillation then develops as a standing wave. The movement of the water as a whole, including the currents, may be calculated according to the theory, developed by CHRYSTAL and others.

In a border sea, where the tides are chiefly independent ones, as the Baltic Sea, the free oscillations and other oscillations originating from meteorological disturbances are considerably larger than the tides. The corresponding currents must be determined in every case separately by taking into consideration the variations of the sea level at the time in question. For the use of current observations, made in sea basins of the type now considered, it is therefore of importance to make an examination of the general nature and the special characteristics of the free oscillations occurring in this particular basin.